



Naturalis

Repositorio Institucional

<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar>

Universidad Nacional de La Plata

Facultad de Ciencias Naturales y Museo



Geología y génesis de las mineralizaciones barítico-celestínicas asociadas a la secuencia cretácica entre las localidades de Bajada del Agrio y Chos-Malal, provincia de Neuquén

Escobar, Rodrigo I.

Doctor en Ciencias Naturales

Dirección: De Barrio, Raúl E.

Co-dirección: Etcheverry, Ricardo O.

Facultad de Ciencias Naturales y Museo

2016

Acceso en:

<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar/id/20170202001489>



Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons
Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional



Naturalis

Repositorio Institucional
FCNyM - UNLP

**Facultad de Ciencias
Naturales y Museo**



**UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA**

TESIS DOCTORAL

GEOLOGÍA Y GÉNESIS DE LAS MINERALIZACIONES BARÍTICO-CELESTÍNICAS ASOCIADAS A LA SECUENCIA CRETÁCICA ENTRE LAS LOCALIDADES DE BAJADA DEL AGRIO Y CHOS MALAL, PROVINCIA DEL NEUQUÉN

**Tesista: Lic. Rodrigo I. Escobar
Director: Dr. Raúl E. de Barrio
Co-director: Dr. Ricardo O. Etcheverry**

2016

*“...El hombre arriesga su propia
vida cada vez que elige
y eso lo hace libre”.*

Máximo Gorki

A mi familia...

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS	I
RESUMEN	III
ABSTRACT	VI
CAPÍTULO I-INTRODUCCIÓN	1
I.1- INTRODUCCIÓN	
I.2- OBJETIVOS	
I.3- ESTRUCTURA DE LA TESIS	
I.4- DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	
I.4.1- DESCRIPCIÓN GEOGRÁFICA	
I.4.1- DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA	
I.4.3- VIAS DE ACCESO A LOS DISTRITOS MINEROS INVESTIGADOS	
I.5- ANTECEDENTES METALOGENÉTICOS	
I.5.1- ANTECEDENTES DE LOS DEPÓSITOS DE Ba-Sr	
CAPÍTULO II-METODOLOGÍA	12
II- METODOLOGÍA	
II.1- PRIMERA ETAPA	
II.2- SEGUNDA ETAPA	
II.3- TERCERA ETAPA	
CAPÍTULO III-GEOLOGÍA REGIONAL	23
III.1- ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA NEUQUINA	
III.1.1- BASAMENTO DE LA CUENCA NEUQUINA	
III.1.2- RELLENO SEDIMENTARIO DE LA CUENCA NEUQUINA (JURÁSICO-CRETÁCICO)	
III.1.3- RELLENO SEDIMENTARIO Y VOLCANISMO DE LA CUENCA NEUQUINA (CENOZOICO)	
III.2- CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES DE LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA DEL AGRIO	
CAPÍTULO IV-ANÁLISIS GEOMÁTICO	55
IV.1- ANÁLISIS GEOMÁTICO	
IV.1.1- INTRODUCCIÓN	
IV.1.2- IMÁGENES UTILIZADAS	
IV.1.3- PROCESAMIENTO PRE-ANÁLISIS	
IV.1.4- PROCESAMIENTO Y ANÁLISIS	
IV.2- SISTEMA DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA	
CAPÍTULO V-GEOLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS MINERALIZACIONES CELESTOBARÍTICAS	70
V.1- GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS Sr-Ba	
V.1.1- DISTRITO BAJADA DEL AGRIO	
V.1.2- DISTRITO CORDÓN DEL SALADO-CERRO PICHÍ MULA	
V.1.3- DISTRITO GRUPO CONTINENTAL	
V.2- TEXTURAS CEBRADAS-RITMITAS-DCR	
V.2.1- INTRODUCCIÓN	
V.2.2- DESCRIPCIÓN DE LAS TEXTURAS CEBRADAS	
V.2.3- GÉNESIS DE LAS TEXTURAS CEBRADAS	
V.3- ALTERACIÓN	
V.3.1- ILLITIZACIÓN	
V.3.2- DOLOMITIZACIÓN	
V.4- METALOTECTOS DE LAS MINERALIZACIONES	
V.4.1- CONTROL LITOESTRATIGRÁFICO	
V.4.2- PALEOTOPOGRAFÍA Y DISTRIBUCIÓN DE LAS MINERALIZACIONES	
V.4.3- CONTROL ESTRUCTURAL	
V.5- GEOQUÍMICA DE LA MINERALIZACIÓN	
V.5.1- SERIE DE SOLUCIÓN SÓLIDA BARITINA-CELESTINA	
V.5.2- DETERMINACIONES MICROANALÍTICAS	

CAPÍTULO VI-GEOFÍSICA	123
VI.1- MAGNETOMETRÍA	
VI.1.1- INTRODUCCIÓN	
VI.1.2- LEVANTAMIENTO Y PROCESAMIENTO MAGNETOMÉTRICO	
VI.1.3- SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA	
VI.1.4- ANOMALÍAS MAGNÉTICAS IDENTIFICADAS E INTERPRETACIONES	
VI.2- SÍSMICA	
CAPÍTULO VII-CARACTERIZACIÓN DE LOS FLUIDOS MINERALIZANTES	134
VII.1- INCLUSIONES FLUIDAS	
VII.1.1- PETROGRAFÍA DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS	
VII.1.2- FLUORESCENCIA DE LUZ ULTRAVIOLETA	
VII.1.3- MICROTERMOMETRÍA DE INCLUSIONES FLUIDAS	
VII.1.4- DISCUSIÓN Y CONSIDERACIONES	
VII.2- GEOQUÍMICA DE ISÓTOPOS ESTABLES Y RADIOGÉNICOS	
VII.2.1- ISÓTOPOS ESTABLES	
VII.2.2- ISÓTOPOS RADIOGÉNICOS	
CAPÍTULO VIII-DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	156
VIII- DISCUSIÓN	
VIII.1- MODELO METALOGENÉTICO	
VIII.1.1- INTRODUCCIÓN	
VIII.1.2- ORIGEN Y COMPOSICIÓN DE LOS FLUIDOS MINERALIZANTES	
VIII.1.3- CIRCULACIÓN DE FLUIDOS Y ANOMALÍA TÉRMICA	
VIII.1.4- PRECIPITACIÓN DE LA MINERALIZACIÓN	
VIII.1.5- MODELO ANÁLOGO. SIMILITUDES CON LOS DEPÓSITOS MVT (MISSISSIPPI VALLEY-TYPE)	
VIII.2- CONCLUSIONES	
BIBLIOGRAFÍA	175
ANEXOS	197
ANEXO V-1. DISTRITO BAJADA DEL AGRIO	
ANEXO V-2. DISTRITO CORDÓN DEL SALADO	
ANEXO V-3. DISTRITO GRUPO CONTINENTAL	
ANEXO V-4. DIFRACTOGRAMAS DE ARCILLAS	
PROYECTO SIG-DEPÓSITOS DE Ba-Sr (DVD)	206

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecerles a mis directores Raúl de Barrio y Ricardo Etcheverry por haber confiado en mí desde el primer momento y por estar permanentemente dispuestos a responder mis dudas y consultas.

A los jurados Nora Cesaretti, Pablo Leal y Josefina Pons por sus correcciones y sugerencias, dado que las mismas han mejorado notablemente la calidad de la presente Tesis Doctoral.

A la Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP) quien me permitió seguir formándome de manera pública y gratuita.

Al CONICET por haberme otorgado dos becas que fueron fundamentales para desarrollar este trabajo.

Al Instituto de Recursos Minerales y a su director Isidoro Schalamuk quien me permitió ser parte del instituto.

A los proyectos PIP0285 (CONICET), 11N540 y 11N692 (UNLP-FCNyM) porque sin su financiamiento este trabajo no podría haber sido posible.

A la Society of Economic Geologists (SEG), por haberme otorgado el apoyo económico para asistir a cursos y financiar equipamiento.

A mis compañeros y amigos del INREMI con los cuales compartí campañas, charlas y mates...a los que siempre voy a recordar. En especial a Miguel Del Blanco por su invaluable ayuda en los estudios petrocalcográficos, a José Molina por su buena predisposición en la realización de los cortes delgados, a Laura Delgado por haberme ayudado con la interpretación de diagramas de rayos X, a Joaquín Nigro por estar siempre predispuesto a ayudar al otro y por su valiosa colaboración en geofísica, a Carlos Ballivián por haberme transmitido sus conocimientos sobre geoquímica, a Mabel Lanfranchini por las charlas y sugerencias, a Daniela Marchionni y a Juan Carlos Gómez por haberme ayudado y enseñado sobre procesamiento de imágenes, a Adriana González por su colaboración en la parte gráfica y a Marcela Penné quien fue fundamental en el desarrollo de las tareas administrativas. A Mercedes Carlini, Florencia Lajoinie y Melisa Salvioli por su compañía día a día.

A Pablo Leal del Departamento de Geología de la UBA por su asesoramiento y aporte durante los estudios de inclusiones fluidas.

A Nora Cesaretti del Departamento de Geología de la UNS por su asesoramiento y aporte durante los estudios de inclusiones fluidas y fluorescencia, pero por sobre todas las cosas por su amabilidad y predisposición.

A Clemente Recio por haberme realizado de manera generosa los análisis de isótopos estables en el Servicio General de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca, España.

A Agustín Martín-Izard de la Universidad de Oviedo, España por la supervisión en los análisis por microsonda electrónica.

A la Cátedra de Geología Económica (FCNyM-UNLP) por haberme dado la oportunidad de ejercer la docencia.

A Susana Damborenea por su buena predisposición en la identificación del material fósil.

A Gustavo Vergani por su buena predisposición en la interpretación de líneas sísmicas.

A Daniel Poiré y al Centro de Investigaciones Geológicas (CIG-CONICET) quienes aportaron los análisis de difracción de rayos X.

A Juan Collazo por su inmensa colaboración en la separación de minerales y determinación de rayos X.

A la empresa LCV S.R.L. quien aportó análisis de difracción de Rayos X e insumos para estudios petrográficos.

A Ana María Casé y a Martín Arrospide quienes proporcionaron informes inéditos.

A la Subsecretaría de Minería e Hidrocarburos de la provincia del Neuquén (SSMeH, Adolfo Giusiano) que nos permitió acceder a información de subsuelo.

A la familia Arriagada de la mina La Continental por alojarnos en su casa en más de una oportunidad

A mis amigos y colegas Marcos Comerio, David Tineo y Mariana Olivo con quienes hemos compartido varias campañas, aprendiendo e intercambiando buenas ideas.

A mis amigos de toda la vida que siempre estuvieron presentes, desde chicos.

A Micaela por su cariño, dulzura e incondicionalidad, porque sin darnos cuenta las cosas estaban más cerca de lo que pensábamos.

A mi familia: a mis padres y hermanas, que me apoyaron desde el primer momento cuando decidí comenzar este camino, disfrutando en los buenos momentos y apoyándose en cada caída. Y a mis abuelos, que siempre me alentaron para seguir adelante y porque siempre estuvieron cuando los necesité.

A todos...gracias!

RESUMEN

La Cuenca Neuquina se caracteriza por presentar una compleja historia tectono-estratigráfica relacionada a ciclos de sedimentación carbonáticos, evaporíticos y silicoclásticos, depositados en ambientes marino-continentales durante el lapso Jurásico-Cretácico. En las secuencias carbonático-evaporíticas se hospedan numerosos depósitos barítico-celestínicos de carácter estratoligado. Los depósitos investigados se encuentran vinculados principalmente a calizas estromatolíticas, calizas dolomíticas y niveles evaporíticos del Miembro Troncoso superior y, en menor medida, a calizas dolomíticas del Miembro La Tosca de la Formación Huitrín (Barremiano-Aptiano, Cretácico temprano). En la zona de estudio, estos depósitos se distribuyen a lo largo de una faja de orientación N-S entre las localidades de Bajada del Agrio y Chos Malal. Los distritos más importantes que agrupan a estos depósitos son de norte a sur: Grupo Continental, Cordón del Salado-Cerro Pichi Mula y Bajada del Agrio.

La mineralización básicamente se presenta como: (1) mantos o lentes reemplazando a las facies carbonáticas y yesíferas, estratoligados y concordantes con la estratificación, relacionados a texturas bandeadas o rítmicas; (2) cuerpos abolsonados, que se encuentran relleno de cavidades de disolución y/o fracturas, asociados a texturas de relleno de espacios vacíos (drusas o geodas); (3) cuerpos irregulares, cementando brechas ya sea de colapso kárstico o tectónicas y (4) vetas brechosas asociadas a fracturas de cizalla.

La mineralización mantiforme presenta por un lado un fuerte control litoestratigráfico asociado a facies estromatolíticas y pelíticas y por otro, estructural vinculado a la estructuración de la faja plegada y corrida del Agrio. Las bioconstrucciones microbiales desempeñaron un papel preponderante en la génesis de los depósitos, ya que constituyen niveles de alta porosidad por donde los fluidos mineralizantes han circulado con mayor facilidad hasta ser entrampados, mientras que las facies pelíticas se encuentran por debajo del banco mineralizado, favoreciendo la migración lateral de los fluidos. El fallamiento y plegamiento producto de la tectónica andina, favoreció el transporte y migración de los fluidos a través de la secuencia. Los depósitos están constituidos esencialmente por celestina, la cual presenta composiciones fluctuantes entre $(\text{Sr}_{0,948}\text{Ba}_{0,002}\text{Ca}_{0,05})\text{SO}_4$ y $(\text{Sr}_{0,997}\text{Ba}_{0,002}\text{Ca}_{0,001})\text{SO}_4$. Las determinaciones isotópicas de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ para dichos sulfatos varía entre +14 y +33‰, mientras que las determinaciones $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ de los carbonatos asociados a la mineralización fluctúan entre -4,71/-18,68‰ y -6,12/-12,61‰, respectivamente. Se estima que la edad de la mineralización está circunscripta hacia fines del Paleógeno.

Los cuerpos abolsonados se encuentran relleno de cavidades de disolución y están relacionados a la removilización y recrystalización del manto original de composición

celestínica. Los procesos de disolución indican la instauración de un ambiente kárstico, donde posteriormente se depositó una nueva generación de sulfatos. Estos procesos están íntimamente asociados al fallamiento neógeno, observándose una disminución de la intensidad a medida que se incrementa la distancia al fallamiento. Las características mineralógicas y geoquímicas de estos cuerpos removilizados son diferentes a la de los depósitos originales, siendo sulfatos de composición esencialmente barítica con valores de entre $(\text{Ba}_{0,92}\text{Sr}_{0,07}\text{Ca}_{0,01})\text{SO}_4$ y $(\text{Ba}_{0,99}\text{Sr}_{0,01})\text{SO}_4$. Las determinaciones isotópicas de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ de estos sulfatos variaron entre +17 y +31‰. Estas características se encuentran bien representadas en el distrito Grupo Continental y van perdiendo importancia hacia el distrito Bajada del Agrio.

Las brechas vetiformes se encuentran ubicadas en el sector central del cerro Pichi Mula y se emplazan en el Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio. Estas fueron interpretadas como el resultado del relleno de fracturas de cizalla neógenas, sobre las que actuaron procesos de brechamiento mecánico y posterior depositación mineral. Las brechas se encuentran cementadas esencialmente por celestobaritina acompañada de sulfuros de Pb. La celestobaritina presenta composiciones variables entre $(\text{Ba}_{0,715}\text{Sr}_{0,283})\text{SO}_4$ y $(\text{Ba}_{0,763}\text{Sr}_{0,237})\text{SO}_4$. Los sulfatos analizados isotópicamente presentan valores de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ que varían entre +21 y +23‰, mientras que el $\delta^{34}\text{S}$ en los sulfuros varía entre -14,8 y -16,9‰. Analizando la signatura isotópica del azufre de los sulfuros, se considera que los procesos de formación están relacionados tanto a procesos de reducción bacteriana del sulfato (RBS), como a reducción termoquímica del sulfato (RTS).

Las características geológicas, mineralógicas, petrográficas y geoquímicas de las mineralizaciones investigadas, permitieron establecer que los depósitos de Sr-Ba están asociados a la acción de fluidos hidrotermales no magmáticos. Estos fluidos posiblemente fueron movilizados por la anomalía térmica causada por el emplazamiento del magmatismo cretácico superior-eoceno, instaurado en la región centro-occidental de la cuenca. Para ello, se consideraron: (1) las temperaturas de homogeneización obtenidas en la mineralización, las cuales fluctuaron entre 147°C y 243°C con salinidades variables entre 0,18 y 16,67% NaCl eq.; (2) el ordenamiento del interestratificado I/S (R:3) del horizonte pelítico subyacente al banco mineralizado, el cual es alcanzado a partir de los 170°-180°C; y (3) los datos isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de los carbonatos asociados a la mineralización, donde se obtuvo un rango térmico para la interacción fluido-roca de 150-200°C. Estas evidencias permiten suponer que los fluidos mineralizantes que circularon a través de la secuencia, fueron calentados por el magmatismo debido a que las temperaturas obtenidas son superiores a las esperadas para el ambiente diagenético (~108°C a 2300 m).

En base a la petrografía de las inclusiones fluidas, fluorescencia UV y las determinaciones microtermométricas se puede afirmar que los fluidos mineralizantes, al momento de la precipitación de la mena, estaban constituidos por un sistema acuoso inorgánico de composición cloruro-cálcica y sódica y otro orgánico, ambos constituyendo un sistema polifásico. Las determinaciones isotópicas de $\delta^{34}\text{S}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ permiten plantear que la circulación de los fluidos a través de la pila sedimentaria produjo el lixiviado de variables cantidades de Sr-Ba (esencialmente de las rocas silicoclásticas, evaporíticas y carbonáticas) y de sulfato (de las secuencias evaporíticas) con posterior reemplazo-precipitación de celestobaritina y baritocelastina. La secuencia silicoclástica estaría representada por la Formación Rayoso y/o Grupo Neuquén (Cretácico temprano a tardío), que se encuentran en posición suprayacente a la Formación Huitrín. En el caso de las rocas carbonático-evaporíticas estarían representadas tanto por la Formación Huitrín como así también por las Formaciones Auquilco y/o Tábanos que se encuentran en posición subyacente al nivel mineralizado. Posiblemente, el Pb de los sulfuros y los componentes orgánicos asociados a la mineralización, derivaron de la secuencia pelítica del Grupo Mendoza (Formación Vaca Muerta y/o Formación Agrio). A medida que los fluidos mineralizantes migraban a través de la secuencia fueron evolucionando e interaccionando con las diversas formaciones carbonático-evaporíticas conformando los depósitos minerales.

Palabras claves: Cuenca Neuquina, Formación Huitrín, Mineralizaciones Ba-Sr

ABSTRACT***Geology and genesis of the Ba-Sr ore deposits associated to the Cretaceous sequence between the Bajada del Agrio and Chos Malal localities, Neuquén Province.***

The Neuquén Basin is characterized by a complex tectono-stratigraphic history related to carbonate, evaporite and siliciclastic sedimentation cycles. They were deposited in a marine-continental environment during the Jurassic-Cretaceous. The carbonate-evaporite sequence hosts numerous Ba-Sr stratabound deposits. The researched deposits are associated with stromatolitic limestone, dolomitic limestone and gypsum/anhydrite in the Upper Troncoso Member and a lesser extent dolomitic limestone in the La Tosca Member of the Huitrín Formation (Barremian-Aptian, Lower Cretaceous). These deposits are spatially distributed along a belt of N-S orientation, between Bajada del Agrio and Chos Malal towns. The most important districts studied are from north to south: Continental Group, Salado Range-Pichi Mula Hill and Bajada del Agrio.

The mineralization occurs mainly as: (1) stratiform layers or lenses, replacing carbonate and gypsum facies. The ore bodies are stratabound and concordant with stratification and they have zebra or rhythmite textures; (2) bagging bodies, which are filling cavities and/or fractures, and have void fill textures (drusen or geodes); (3) irregular bodies, formed by breccia either of karst collapse or tectonic origin; and (4) Breccia veins which are associated to shear fractures.

The stratabound mineralization has, on one hand a strong lithostratigraphic control associated with stromatolitic and shale facies and, on the other, structural control linked to structuring of the Agrio fold and thrust belt. Microbial bioconstructions have played an important role in the deposit genesis. They constitute layers of high porosity where mineralizing fluids have circulated more easily till they were trapped. The shale facies, located below orebodies, favored lateral migration of fluids, while fault planes and folding, provoked by Andean tectonic, favored transport and migration of fluids through sedimentary sequence. These deposits are composed mainly of celestite. Celestite composition ranges from $(\text{Sr}_{0,948}\text{Ba}_{0,002}\text{Ca}_{0,05})\text{SO}_4$ to $(\text{Sr}_{0,997}\text{Ba}_{0,002}\text{Ca}_{0,001})\text{SO}_4$. $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ isotopic determinations for celestite range from +14 to +33‰, while $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ isotopic data for carbonates associated with celestite display a wide range from -4.71 to -18,68‰ and from -6,12 to -12.61‰, respectively. The mineralization age is estimated in Upper Paleogene.

The bagging bodies are filling dissolution cavities and are related to remobilization and recrystallization of the original stratabound. Dissolution processes developed a karst environment where a new generation of sulfates was deposited later. These processes are closely associated with the Neogene faulting, which presents a major intensity near to

faulting zones. Mineralogical and geochemical features of remobilized bodies are different from that of the original deposits, being essentially Ba-rich sulfates that ranges from $(\text{Ba}_{0,92}\text{Sr}_{0,07}\text{Ca}_{0,01})\text{SO}_4$ to $(\text{Ba}_{0,99}\text{Sr}_{0,01})\text{SO}_4$. Isotopic determinations for sulfates exhibit $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ values obtained from isotopic measurements on sulfates range between +17 and +31‰. These features are well represented in Continental Group district and have a decreasing intensity towards Bajada del Agrio district.

The breccia veins are located in the central sector of Pichi Mula anticline. They are hosted by the Agua de la Mula Member of the Agrio Formation. They were interpreted as the result of fillings in shear fractures of Neogen age, where subsequent mechanical processes brecciated the filling materials and caused further mineral deposition. Breccias are essentially cemented by celestobarite+galena. The chemical composition of celestobarite ranges from $(\text{Ba}_{0,715}\text{Sr}_{0,283})\text{SO}_4$ to $(\text{Ba}_{0,763}\text{Sr}_{0,237})\text{SO}_4$. $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ values obtained from sulphate vary between +21 and +23‰, while those obtained from sulphide vary between -14,8 and 16,9‰. Isotopic analysis of sulphides, suggests that formation processes are related to bacterial sulfate reduction (BSR) as well as to thermochemical sulfate reduction (TSR)

Geological, mineralogical, petrographic and geochemical features of the researched ore deposits, allowed establishing that Sr-Ba deposits are probably associated to fluid mobilization caused by thermal anomaly generated by the emplacement of Upper Cretaceous-Eocene magmatism, which is located in central-western region of the basin, and not to a magmatic source. The following statements are in line with the genetic model proposed above: (1) Homogenization temperatures obtained of mineralization that range from 147° to 243°C and salinities that vary between 0,18 and 16,67 wt% NaCl eq.; (2) The interstratification ordering I/S (R:3) of shale horizon underlying mineralized orebodies, which is reached from 170°-180°C; and (3) $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ isotopic data from carbonates associated with mineralization, that show a thermal range of 150-200°C for fluid-rock interaction. These evidences suggest that mineralizing fluids circulated through a sequence heated by magmatism, because temperatures obtained are higher than expected for the diagenetic environment (~108°C at 2300 m).

On the basis of fluid inclusion petrography, UV fluorescence and microthermometric determinations can be stated that mineralizing fluids by the time of ore precipitation, were constituted by an inorganic aqueous system of chloride-calcium composition and another organic material, both constituting a polyphase system. The $\delta^{34}\text{S}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic data allow to argue that circulation of fluids through the sedimentary sequence produced leaching of variable amounts of Sr-Ba (mainly of siliciclastic, evaporite and carbonate rocks) and sulphate anion (of evaporite sequences) with subsequent replacement-precipitation of celestobarite and baritocelastine. The clastic sequence would be represented by the

Rayoso Formation and/or Neuquén Group (Lower to Upper Cretaceous), which are overlying the Huitrín Formation. The carbonate-evaporite rocks would be represented both by Huitrín Formation as well as by Auquilco and/or Tábanos Formations that are located below to orebodies. Possibly, the source of Pb in vein breccias and of organic fluids is associated to the mineralization derived from shale sequences of Mendoza Group (Vaca Muerta and/or Agrio Formations). As mineralizing fluids migrated through the sequence they were evolving and interacting with carbonatic-evaporite sequence forming ore deposits.

Keywords: Neuquén Basin; Huitrín Formation; Ba-Sr mineralizations

CAPÍTULO I
INTRODUCCIÓN

I.1- INTRODUCCIÓN

En la presente investigación se caracterizan los depósitos celesto-baríticos hospedados en la secuencia cretácica del sector central de la Cuenca Neuquina. Dicha Cuenca se ubica en el lado este de la Cordillera de los Andes desde los 32° a los 41° latitud sur, constituyendo un amplio depocentro de acumulación sedimentaria durante el Triásico Tardío, Jurásico, Cretácico y parte del Cenozoico. Geográficamente se extiende desde el suroeste de Mendoza al Neuquén andino-extrandino, noroeste de Río Negro y sudoeste de La Pampa (Figura I-1). La misma se encuentra subdividida en dos sectores: uno al oeste en el área andina, que coincide con la provincia geológica de la Cordillera Principal (Yrigoyen, 1979) y otro hacia el este en el sector extraandino o Engolfamiento Neuquino (Bracaccini, 1970). Esta cuenca se desarrolló sobre un basamento Famatiniano-Gondwánico, que en líneas generales se encuentra constituido por rocas metamórficas e ígneas. Su relleno incluye sedimentos silicoclásticos (marinos y continentales), carbonáticos y evaporíticos que se acumularon progresivamente bajo diferentes regímenes tectónicos (Howell *et al.* 2005).

La cuenca presenta numerosos depósitos de Ba y Sr asociados a secuencias carbonático-evaporíticas de edad jurásico-cretácica. Las principales unidades sedimentarias que hospedan estos depósitos estratoligados son las Formaciones Tábanos (Calloviano), La Manga y Auquilco (Oxfordiano) y Huitrín (Barremiano-Albiano). Las concentraciones minerales estratoligadas que se encuentran relacionadas a la Formación Huitrín se distribuyen en una faja de rumbo aproximadamente norte-sur entre las localidades de Bajada de Agrio y Chos Malal; sin embargo, también se han encontrado concentraciones minerales vetiformes emplazadas en la Formaciones Tordillo, Lotena y Agrio. Las mineralizaciones presentan un marcado y definido control litoestratigráfico y estructural, pudiéndose las reconocer en forma discontinua a lo largo de muchos kilómetros de longitud, debido a la estructuración que presenta la secuencia estudiada.

Los depósitos se distribuyen en grandes áreas con una marcada tendencia a agruparse en distritos, conformando “clusters” y presentando características epigenéticas con evidencias de procesos de reemplazo, disolución y relleno de la roca hospedante, manifestando una mineralogía prácticamente monomineral de celestobaritina y baritocelstina como fases dominantes. Éstos son de carácter estratoligado y vetiformes, se encuentran distribuidos en forma periférica al magmatismo Cretácico superior-Eoceno que afecta la región (Escobar *et al.* 2015). Esta disposición espacial permitió plantear, en conjunto con otras evidencias que más adelante se abordan, la participación de este magmatismo en la génesis de la mineralización.

La formación de los depósitos barítico-celestínicos ha sido interpretada desde distintos esquemas genéticos que han involucrado procesos singenéticos (Brodtkorb *et al.* 1975, 1982, 1989) y Brodtkorb y Danieli (1999) y epigenéticos de filiación magmático-hidrotermal

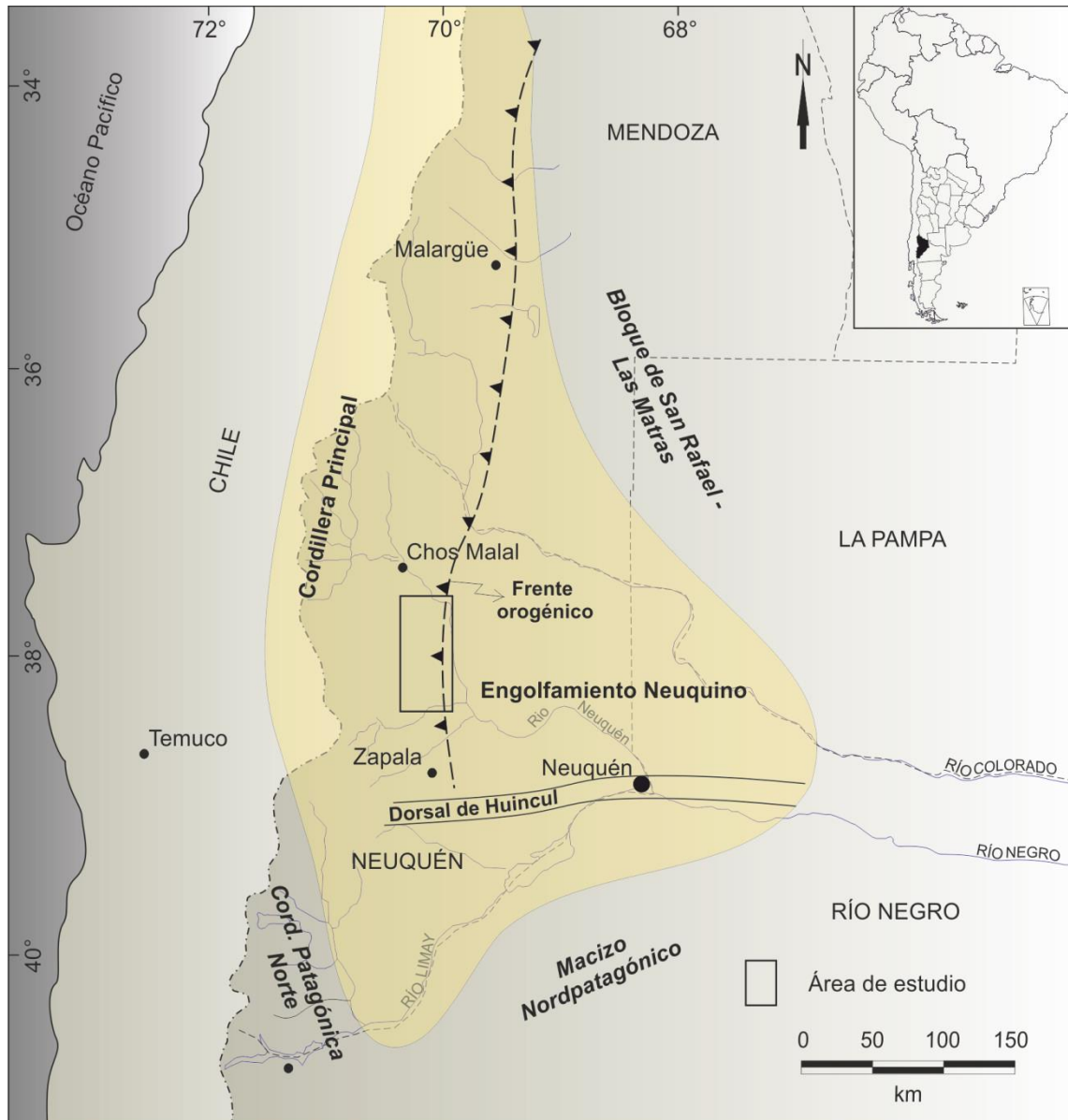


Figura I-1. Mapa de ubicación del área de estudio en la Cuenca Neuquina y límites con las provincias geológicas vecinas.

(Hayase y Bengochea, 1975). Indudablemente la complejidad mineralógica, geoquímica y texturales observadas, ha llevado a sostener distintas hipótesis genéticas que han resultado en concepciones de disímil interpretación.

I.2- OBJETIVOS

El objetivo principal de esta investigación consistió en acrecentar el conocimiento geológico-genético de las mineralizaciones de Sr-Ba en un área de la provincia del Neuquén considerada trascendental para establecer un esquema evolutivo regional y postular modelos genéticos puntuales, adecuados a las características locales. Además, los estudios apuntaron a establecer semejanzas y afinidades con yacimientos de tipologías epigenéticas y grado de participación de procesos magmáticos.

El objetivo particular de este estudio estuvo orientado a conocer en detalle los procesos actuantes en la mineralización, contemplando las principales características de los depósitos, a partir de la descripción de la estratigrafía regional, estratigrafía local y estructuración que presentan los yacimientos estudiados. Por otra parte se caracterizaron los fluidos mineralizantes y se determinaron las distintas condiciones de formación.

Finalmente se delinearon las relaciones genéticas existentes entre los principales depósitos minerales que se encuentran asociados en la región. La comprensión de las relaciones que presentan esas mineralizaciones con su entorno estratigráfico y geotectónico puede ser utilizada como una nueva guía o herramienta prospectiva en depósitos de características similares.

I.3- ESTRUCTURA DE LA TESIS

Los resultados de esta investigación están organizados por temáticas, que reflejan el orden cronológico de las tareas desarrolladas. Se describen primeramente los resultados obtenidos en el trabajo de campo, luego los datos analíticos de laboratorio y de gabinete y finalmente las interpretaciones y las conclusiones del trabajo. De esta forma, los resultados de la investigación se organizaron en ocho capítulos. Luego del capítulo I, introductorio, en el II se abordan las distintas técnicas y metodologías utilizadas para la obtención, procesamiento y análisis de los datos; preparación de secciones delgadas para distintos estudios petro-calcográficos, concentración de minerales específicos para análisis isotópicos y de rayos X, microsonda electrónica, microscopía de luz ultravioleta, determinaciones microtermométricas, magnetometría terrestre y sísmica 2D.

En el apartado III se describe la geología regional del área, caracterizándose las unidades sedimentarias, ígneas y las características estructurales. Además se caracterizan las formaciones hospedantes de mineralizaciones de Ba-Sr.

En el capítulo IV se desarrollan los procesamientos realizados sobre distintos tipos de imágenes satelitales, con el fin de identificar unidades litológicas y detectar posibles áreas con alteración hidrotermal.

En el capítulo V se caracteriza la geología de las mineralizaciones de cada uno de los distritos investigados. Se describen los principales afloramientos y los rasgos sedimentario-estructurales asociados a la mineralización. Se analizan los controles metalotécticos que tuvieron influencia en el transporte y precipitación de los fluidos mineralizantes, desde el punto de vista estructural y sedimentológico. Se hace hincapié en las texturas de mineralización y se propone un esquema evolutivo-paragenético con los diferentes procesos que sucedieron durante la formación del depósito. Asimismo, se exponen las determinaciones microanalíticas por microsonda electrónica de las diferentes especies minerales estudiadas y los análisis geoquímicos de rocas ígneas.

En el apartado VI se detallan los resultados que surgieron del relevamiento geofísico mediante magnetometría terrestre, efectuado en un sector de detalle localizado en el extremo sur del Cordón del Salado, lugar donde fueron reconocidos nuevos afloramientos de cuerpos ígneos basálticos. Se analizan e interpretan las anomalías registradas y se detallan los valores de susceptibilidad magnética que presentan las litologías que conforman la roca de caja de los diques ígneos. Asimismo se efectúan análisis comparativos con relevamientos magnetométricos aéreos y gravimétricos terrestres realizados por otros autores en la región. Además se utilizaron líneas sísmicas que fueron proporcionadas por la Subsecretaría de Minería e Hidrocarburos de la provincia del Neuquén (SSMeH).

En el capítulo VII se analizan los fluidos mineralizantes que condujeron a la generación de los depósitos minerales. En primera instancia se presentan los resultados obtenidos con técnicas de laboratorio como microscopía de luz ultravioleta, petrografía y microtermometría de inclusiones fluidas, además de los análisis de isótopos estables (^{13}C , ^{18}O y ^{34}S) e inestables ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), que brindaron información fehaciente sobre la naturaleza de los fluidos.

En el capítulo VIII se efectúa una discusión sobre los aspectos genéticos y se presenta la modelización de los depósitos, considerando a los elementos metalotéticos que controlaron la formación de éstos. Seguidamente se establece una comparación entre los datos obtenidos en la presente investigación con depósitos celestobaríticos de otros sectores de la Cuenca Neuquina y de diferentes lugares del mundo. Finalmente, se exponen las principales consideraciones finales y conclusiones a las que se han arribado en la presente tesis. Posteriormente se presenta el listado bibliográfico consultado durante el desarrollo de esta contribución.

I.4- DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

I.4.1- DESCRIPCIÓN GEOGRÁFICA

El área de estudio se encuentra ubicada en el sector central de la provincia del Neuquén, entre las localidades de Bajada del Agrio y Chos Malal. Abarca parte de los departamentos de Picunches, Loncopué, Ñorquín y Pehuenches y se extiende desde los 37°30' hasta los 38°30' de latitud sur, aproximadamente a lo largo del meridiano 70° (Figura I-2a).

Las localidades más importantes cercanas a la zona de estudio son: Zapala y Chos Malal. Éstas constituyen los principales centros urbanos del centro y norte de la provincia, reuniendo toda la actividad económico-productiva de sus respectivas áreas de influencia. La localidad de Chos Malal (topónimo proveniente del idioma araucano que significa *corral amarillo*) tiene una gran relevancia histórica, ya que fue fundada en 1887 y constituyó hasta el año 1904 la capital del territorio provincial (Figura I-1).

En el sector sur se encuentra la localidad de Bajada del Agrio, que se ubica a 75 km al norte de la ciudad de Zapala por la ruta provincial 14 (ex ruta nacional 40). Esta localidad ha sido importante desde el punto de vista logístico, debido a que se ha utilizado como base para llevar adelante los trabajos de campo. Es de destacar que la región se caracteriza por presentar una escasa densidad poblacional. Los demás asentamientos poblacionales de esta comarca se reducen a parajes, comunidades mapuches y/o puestos donde en varias oportunidades, gracias a la amabilidad de los pobladores, también han sido utilizados como base logística de los trabajos de campo.

La principal actividad económico-productiva de la región es la minería, donde se explotan esencialmente yacimientos de minerales no metalíferos. En orden de importancia le sigue la ganadería, representada en especial por el ganado caprino y en menor medida el ovino y vacuno. Los campesinos de la comarca (localmente denominados *crianceros*) en general ejercen la trashumancia, que consiste en el traslado del rodeo caprino -piño- u ovino -majadas- desde los campos bajos y áridos de "invernada" a los valles altos de las "veranadas" en la zona cordillerana neuquina. Esto a lo largo del tiempo se ha convertido en una modalidad socio-cultural, que es llevada adelante por la mayoría de ellos, desde los meses de noviembre-diciembre hasta marzo-abril.

Le sigue en importancia la actividad agrícola, que se desarrolla en las planicies de inundación de los principales ríos y arroyos. Entre ellos se puede nombrar a los valles del río Agrio, arroyo Taquimilán y arroyo Covunco, entre otros. En estos sectores se aprovechan las condiciones geomorfológicas e hidrológicas, generando pequeños cultivos de hortalizas y frutales destinados a abastecer el mercado local y el consumo personal. Todos los ríos y arroyos que se encuentran en la zona de estudio son parte de la red hidrográfica que compone la cuenca del río Neuquén.

La orografía de la región está representada por bajas serranías elongadas en sentido N-S, constituidas por grandes estructuras anticlinales. En las proximidades de los anticlinales el relieve suele presentarse quebrado pero saliendo de estos dominios se presenta con poca pendiente, conformando amplias pampas. Las altitudes de los cerros más característicos son: Salado (1360 msnm), Pichi Mula (1320 msnm), Rayoso (1690 msnm) y Naunauco (2070 msnm), entre otros.

La región presenta un clima árido a semiárido condicionando la formación de una estepa arbustiva a subarbustiva con una escasa cobertura vegetal, desarrollada principalmente sobre suelos aridisoles y entisoles. La vegetación está dominada mayoritariamente por jarilla, alpataco, molle, entre otros. Sin embargo, ocasionalmente se encuentran vertientes que generan vegas o mallines, donde se desarrollan suelos más evolucionados. Aunque muchas de estas sean esporádicas y dependan de la estación del año, son muy importantes como fuente de agua dulce.

I.4.1- DESCRIPCION GEOLÓGICA

El área de trabajo desde el punto de vista estratigráfico está representada principalmente por los afloramientos de la secuencia cretácica inferior, constituida por los Grupos Mendoza y Bajada del Agrio y en menor medida por la secuencia cretácica superior del Grupo Neuquén. El Grupo Mendoza se encuentra constituido por las Formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Quintuco, Mulichinco y Agrio, mientras que el Grupo Bajada del Agrio está compuesto por las Formaciones Huitrín y Rayoso. El Grupo Neuquén está representado por los Subgrupos Limay, Neuquén y Colorado que incluyen a las Formaciones Candeleros, Huincul, Cerro Lisandro; Portezuelo, Plottier; Bajo de la Carpa y Anacleto.

La secuencia cretácica inferior se encuentra bien expuesta, debido a la estructuración que se desarrolló en la región. La unidad morfoestructural que contiene a esta sucesión se denomina *Faja plegada y corrida del Agrio*, caracterizada por presentar una compleja historia de deformación multiepisódica. Los rasgos morfoestructurales más importantes de la zona son fallas inversas y pliegues regionales paralelos a la cadena andina, con rumbos preferentemente N-S. Los anticlinales más característicos son los del Río Agrio, Pichi Mula, Cordón del Salado, Churriaca, Cerro Rayoso y Taquimilán, mientras que los sinclinales más importantes son los de la Pampa del Salado, Pampa de Agua Amarga, Pampa de Naunauco, Pichi Neuquén y Cerro Villegas.

Las rocas ígneas están representadas principalmente por el magmatismo del Cretácico Tardío-Paleógeno (Grupo Naunauco). Presentan una gran distribución y se encuentran constituidas por cuerpos subvolcánicos de andesitas anfibólicas, principalmente en forma de lacolitos, diques y filones capas (Formación Colipilli) y facies extrusivas compuestas por flujos piroclásticos y coladas andesíticas (Formación Cayanta). Por su parte, el volcanismo mioceno tiene una expresión más localizada y se ubica sólo en el sector norte. Comprende un extenso campo volcánico conformado por flujos lávicos basáltico-andesíticos, diques, filones capa y depósitos piroclásticos y epiclásticos.

I.4.3- VIAS DE ACCESO A LOS DISTRITOS MINEROS INVESTIGADOS

El área de trabajo cuenta con una buena accesibilidad debido a que está atravesada por la ruta nacional 40. Asimismo las rutas provinciales 9 y 14 y los distintos caminos mineros y rurales han facilitado el acceso a los distintos yacimientos.

El distrito Bajada del Agrio se encuentra a 75 km al norte de la ciudad de Zapala. Al mismo se accede por la ruta provincial 14 (ex ruta nacional 40), que luego de pasar por la localidad de Bajada del Agrio, continúa unos 7 km hasta cruzar el puente del río Agrio desde donde se puede acceder por diferentes caminos a los yacimientos. Este distrito está conformado de sur a norte principalmente por las minas: 3 de noviembre (E2408000-

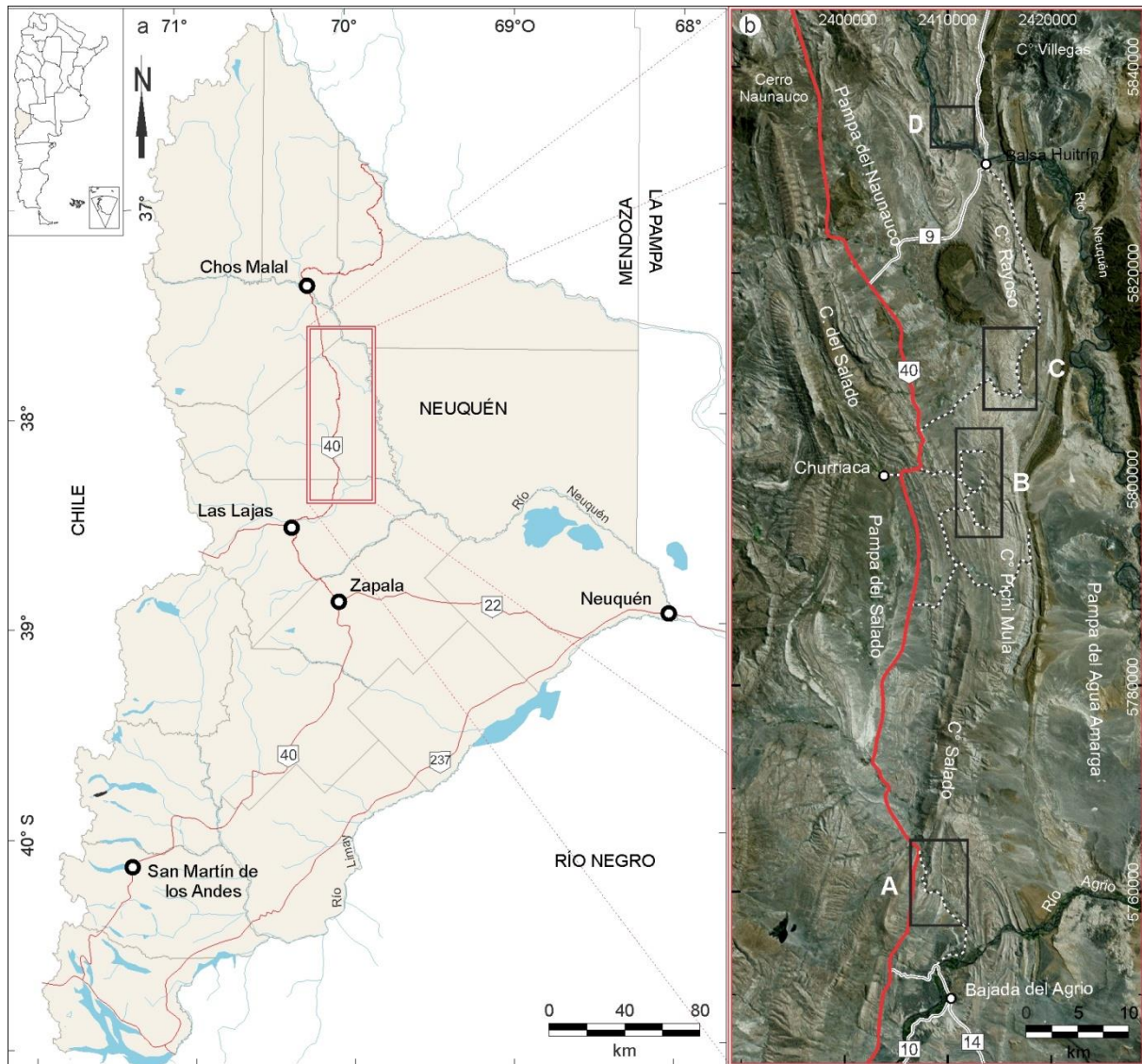


Figura I-2. **a-** Mapa de la provincia del Neuquén con la ubicación de la zona de estudio y las principales vías de acceso. **b-** Imagen satelital de la región con la ubicación de los distritos investigados y sus accesos. **A-** Bajada del Agrio. **B-** Cordón del Salado y Pichi Mula. **C.** Grupo Continental. **D-** Barda Klein.

N5756390), 4 de noviembre (E2408560-N5756790), 5 de noviembre (E2409120-N5757800), Santa Bárbara (E2409300-N5758930) y Santa Ana (E2409333-N5760280), (Figura I-2b-A).

Los depósitos que se emplazan en la región del cerro Pichi Mula y del Cordón del Salado, son los de más difícil acceso debido a que las huellas y caminos se encuentran en regular estado de conservación. Los depósitos que se ubican en el faldeo occidental del Cerro Pichi Mula son las minas Los Robertos (E2413073-N5797613) y Dios Alado (E2413323-N5800255), entre otras. Éstos se sitúan a la latitud de la comunidad mapuche de Churriaca o Chorriaca y se accede desde la ruta nacional 40. Cuando la ruta corta el Cordón del Salado, avanzando en dirección norte, hay que desviarse por un camino rural unos 17 km al este. Este camino no está muy señalizado pero si se observa con cuidado, se ve que atraviesa la pampa del Naunauco conectando ambos cerros. El camino que se dirige a los depósitos ubicados en el faldeo oriental del Cordón del Salado, nace en el extremo sur de la

pista de aterrizaje que se encuentra sobre la Ruta Nacional 40 en la Pampa del Salado. Ese camino se encuentra muy bien consolidado, debido a que conduce a los pozos exploratorios CLSx-1 y PMux-1. Por éste se continúan unos 8 km hasta llegar a un desvío que sale en dirección norte. El desvío avanza paralelamente al eje del Cordón del Salado y luego vira al este para finalizar en el yacimiento El Endemoniado (E2411890-N5797500), (Figura I- 2b-B).

El distrito Grupo Continental (E2416257-N5811134) se localiza en el extremo sureste del Cerro Rayoso. Se accede por la ruta nacional 40 que luego de pasar unos 5km la entrada a la comunidad de Churriaca, avanzando en dirección norte, hay que desviarse por una camino minero señalizado como “*a la mina Continental 17 km*”. Este camino, que conduce a la Balsa Huitrín, se encuentra en buenas condiciones debido a la circulación de camiones. Las minas que integran este distrito son Alondra, Cecilia, Santa Elena, entre otras, (Figura I- 2b-C).

La mina Barda Klein (E2410568-N5833000) se encuentra ubicada 4 km al noroeste del paraje Balsa Huitrín. Éste se encuentra a 70 km al sur de la localidad de Chos Malal y se accede por la ruta nacional 40 hasta el cruce con la ruta provincial 9, ubicado en la pampa del Naunauco. Por esta ruta se continúa hasta llegar a la balsa y luego de cruzar el río Neuquén se transitan aproximadamente unos 4 km, luego se desvía hacia el oeste por una huella minera que tras unos pocos kilómetros termina en la mina (Figura I- 2b-D).

II.5- ANTECEDENTES METALOGENÉTICOS

I.5.1- ANTECEDENTES DE LOS DEPÓSITOS DE Ba-Sr

Los depósitos barítico-celestínicos de la provincia de Neuquén están íntimamente ligados a la evolución de los ciclos sedimentarios mesozoicos de la cuenca. La mineralización objeto de este estudio está asociada en particular con la secuencia cretácica inferior. Éstos comenzaron a ser objeto de estudio a mediados del siglo XX por parte de instituciones oficiales (Banco Nacional de Desarrollo, Dirección Nacional de Geología y Minería, etc.) las cuales realizaron investigaciones descriptivas y geoeconómicas (Oliveri *et al.* 1964; Angelelli *et al.* 1976). Contemporáneamente, investigaciones más detalladas orientadas a dilucidar los aspectos genéticos de las mineralizaciones se deben a Brodtkorb *et al.* (1975) y Hayase y Bengochea (1975), quienes arribaron a conclusiones contrapuestas para prácticamente las mismas mineralizaciones. Así, Brodtkorb *et al.* (1975, 1985, 1992); Ramos y Brodtkorb (1990); Brodtkorb y Etcheverry (1994) y más recientemente Brodtkorb *et al.* (1999) y Brodtkorb y Danieli (2011) sostienen para la gran mayoría de los depósitos de Sr-Ba un origen singenético asociado a depositación en ambiente evaporítico (celestinas) o precipitación química en ambientes marinos costeros (baritinas) con procesos diagenéticos sobreimpuestos. Asimismo, señalan que las mineralizaciones se habrían generado durante tres grandes ciclos evaporíticos representados esencialmente por las Formaciones Tábanos

y Auquilco del Jurásico medio a tardío (Caloviano y Oxfordiano, respectivamente) y la Formación Huitrín del Cretácico temprano (Barremiano). También indican procesos de removilización de las mineralizaciones baríticoceléstínicas provocados por el magmatismo Cretácico tardío-Paleógeno.

Por su parte, [Hayase y Bengochea \(1975\)](#), [Bengochea, \(1976\)](#) y [Bengochea et al. \(1978\)](#) concluyen que los depósitos son epigenéticos y con procesos predominantes de reemplazo de niveles calcáreos y el relleno de fracturas por acción de fluidos hidrotermales de filiación magmática. Apoyan su interpretación en la identificación de rasgos de alteración hidrotermal, altas temperaturas de homogenización en inclusiones fluidas de baritinas y celestinas y en evidencias petrográficas de texturas de reemplazo. Asimismo, [Angelelli et al. \(1976\)](#) consignan para los depósitos vetiformes un origen epitermal en vinculación con el magmatismo andesítico de edad terciaria. Señalan, además, que los depósitos mantiformes hospedados en la secuencia cretácica se habrían formado por reemplazo de un “horizonte calizo cavernoso-lajoso”. Muchos años después, [de Barrio \(1999\)](#) y [de Barrio et al. \(2009\)](#) señalan un probable origen por reemplazo de las rocas calcáreas de la Formación Huitrín en un ambiente con valores anómalos de Sr e importante actividad orgánica revelada por la conspicua presencia de laminación algal. Recientemente, [de Barrio et al. 2014](#), agrupa los depósitos de Ba-Sr en áreas espacialmente vinculadas a rocas ígneas y en áreas sin evidencias de magmatismo, reafirmando el esquema epigenético de las mineralizaciones.

Ya a principios de este siglo, [Garrido et al. \(2000\)](#), [Gómez et al. \(2008\)](#) comunicaron la existencia de un depósito tipo Mississippi Valley (MVT) hospedado en sedimentitas de la Formación Lajas (Aaleniano-Bajociano, Grupo Cuyo) en la localidad de Puesto Gregor, sector occidental de Neuquén. La presencia de sulfuros de Pb y Zn, sumada a otras características geológicas y geoquímicas permitió a esos autores la definición de esa tipología de depósito mineral, no conocida hasta ese momento en todo el ámbito de la Cuenca Neuquina.

En fecha más reciente, nuevas interpretaciones genéticas postuladas para depósitos de Ba-Sr de la Cuenca jurásico-cretácica de Sabina (NE de México) han permitido considerarlos como pertenecientes a la tipología MVT ([Tritlla et al. 2006](#); [González Sánchez et al. 2007](#), [González Partida et al. 2008 a y b](#), [González Sánchez, 2008](#) y [González Sánchez et al. 2009](#), entre otros). Las características estratigráficas, mineralógicas, texturales y geoquímicas observadas por estos autores tienen similitud con varias de las observadas en los depósitos mesozoicos de Ba y Sr de la Cuenca Neuquina. Ambos se encuentran asociados a secuencias carbonático-evaporíticas; son de carácter estratoligados de yacencia mantiforme; los depósitos exhiben composiciones celesto-baríticas (libres de sulfuros de metales base); están vinculadas a texturas cebradas DCR y a texturas de relleno

de cavidades de disolución; los valores isotópicos de $\delta^{34}\text{S}$ de la mineralización son en general superiores a las evaporitas mesozoicas.

CAPÍTULO II
METODOLOGÍA

II-METODOLOGÍA

En el presente capítulo se describen las metodologías y técnicas utilizadas para la realización de la presente investigación. En el plan de trabajo propuesto oportunamente se estableció un conjunto de tareas divididas en tres grandes etapas que se realizaron en forma correlativa. La primera reunió la recopilación y análisis de antecedentes éditos e inéditos geológicos, estratigráficos, mineralógicos, sedimentológicos, estructurales y mineros de la zona. Además se inició el trabajo de campo, que comprendió el mapeo y levantamiento de perfiles estratigráficos en las áreas investigadas. Contemporáneamente se comenzó con la elaboración de un Sistema de Información Geográfica que reunió todos los datos generados obtenidos.

La segunda etapa se concentró en los estudios de gabinete con la descripción de las muestras recolectadas y el trabajo de laboratorio, realizando estudios básicos de observación mineralógica y petro-calcográfica. Posteriormente se generó la separación de fases minerales para realizar determinaciones de difracción de rayos X, microanalíticas, geoquímicas, de isótopos estables (^{34}S , ^{13}C y ^{18}O) y microtermométricas.

La última etapa se focalizó en el procesamiento, integración e interpretación de los datos obtenidos en las etapas previas, con el fin de definir y caracterizar las condiciones de formación de las mineralizaciones y así poder arribar al modelo geológico-metalogénico del área de estudio.

II.1- PRIMERA ETAPA

Procesamiento de imágenes satelitales y cartografía digital

Con objetivo de delimitar zonas de mayor potencialidad de contener los depósitos minerales de interés y confeccionar mapas mediante imágenes de percepción remota, se han utilizado imágenes satelitales Landsat ETM+, Aster y Quickbird, las cuales fueron procesadas digitalmente en base a técnicas visuales y combinadas entre sí, para facilitar la discriminación de las diferentes unidades aflorantes en la región. Posteriormente, estas unidades fueron chequeadas en el campo e integradas, junto con toda la información geológica y metalogénica, en un Sistema de Información Geográfica (SIG). Esto permitió generar mapas geológicos a diferentes escalas de los sectores estudiados e incorporar información variada en distintos niveles del SIG. Este conjunto de procesamientos se abordará en detalle en el capítulo IV- Análisis Geomático.

Mapeos a escala regional y de detalle

Las tareas de campo fueron realizadas entre diciembre de 2010 y diciembre de 2014 distribuidas en cuatro campañas correspondientes al proyecto de tesis y tres campañas en el marco de otros estudios estratigráficos próximos a la zona de estudio. Las primeras

actividades se focalizaron en el reconocimiento geológico regional, iniciando la confección de mapas geológicos y el levantamiento de perfiles litoestratigráficos de las secciones de interés. El fin de ambas tareas fue obtener información de los rasgos geológicos y estructurales y de las características estructurales, texturales y geometría de los cuerpos mineralizados. Las últimas campañas se utilizaron para completar los distintos aspectos de los trabajos de campo con la toma de muestras específicas, obtención de datos estructurales y chequeo de unidades.

Para llevar adelante el mapeo de campo se utilizaron como base imágenes satelitales impresas en hojas A4, que facilitaron la interpretación y permitieron volcar los datos tomados. En particular se realizaron dos tipos de levantamientos, uno regional a escala 1:20.000 y otro de detalle a escalas 1:5.000 y 1:2.000, donde se pudieron discriminar las unidades hospedantes de la mineralización. Ambos estuvieron controlados por las características litoestratigráficas y estructurales que presentan los depósitos estudiados.

Los puntos elegidos para la toma de muestras fueron principalmente los frentes de explotación de canteras y laboreos subterráneos de acceso seguro, como así también en afloramientos representativos. Se tomaron muestras tanto de la mena como de la roca de caja y el tamaño extraído estuvo determinado por la serie de estudios específicos a realizar, tales como: mineralógicos, geoquímicos, isotópicos y de caracterización de fluidos.

II.2- SEGUNDA ETAPA

Se comenzó con el procesamiento de las muestras recolectadas y la realización de estudios básicos de observación mineralógica y petrocalcográfica e iniciándose la separación de fases minerales homogéneas para la realización de determinaciones de difracción de rayos X, microanalíticas, geoquímicas, de isótopos estables (^{34}S , ^{13}C y ^{18}O) y microtermométricas.

Petrografía y calcografía

Los estudios de caracterización petrocalcográfica fueron realizados en el laboratorio de microscopía óptica del Instituto de Recursos Minerales (INREMI). Se han analizado 40 cortes petrográficos de las distintas litologías y de la mineralización y 20 cortes petrocalcográficos realizados con la finalidad de caracterizar químicamente mediante Microsonda electrónica la paragénesis mineral. El laboratorio del INREMI cuenta con un microscopio petro-calcográfico Nikon modelo Optiphot-POL y un microscopio petrográfico Nikon modelo Eclipse E400-POL.

Tinción de muestras

Para el estudio de rocas carbonáticas se realizó la tinción selectiva de 30 cortes petrográficos, con el objetivo de facilitar la identificación de carbonatos en las rocas. El método de tinción se basa en el comportamiento que presentan los cationes de calcio, magnesio y hierro al combinarse con determinados reactivos, produciendo la coloración de la superficie de los carbonatos. Existen diferentes productos y métodos, en este caso se empleó el rojo de alizarina que es un compuesto orgánico (Figura II-1a). La solución teñidora utilizada presenta las siguientes proporciones: un litro de H₂O destilada, contiene 2 ml HCl y un gramo de alizarina (Ayan, 1965, Hutchison, 1974, entre otros).

El método se realizó sobre cortes petrográficos sin cubrir. Inicialmente los cortes fueron lavados con abundante agua destilada, especialmente cuando la roca era muy porosa. Luego se eligió una mitad del corte para ser teñida, la cual fue sumergida en ácido clorhídrico (0,2%) durante 20 segundos. Seguidamente se volvió a lavar con abundante agua destilada con ayuda de una piseta y se eliminó el excedente con un compresor de aire. Posteriormente, se sumergió la misma parte del corte en la solución de alizarina durante 4 minutos (Figura II-1b). Finalmente, se enjuagó con abundante agua destilada y se secó rápidamente (Figura II-1c).

En este método solo se tiñe la superficie de la muestra, por lo que se tomó el recaudo de no tocar dicha superficie durante el proceso o mientras se encontraba húmeda. Además se aceleró el proceso de secado dejando la superficie inclinada cerca de una fuente de calor y a una temperatura inferior a 40°C, debido a que temperaturas mayores pueden alterar la superficie teñida (Figura II-1d). Como resultado de esta técnica, quedan teñidos de rojo aquellos sectores del corte con calcita mientras que la dolomita queda intacta.

Difracción de Rayos X

Las muestras colectadas fueron analizadas en el Laboratorio de Rayos X del Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-FCN y M), el cual cuenta con un difractómetro Phillips, con radiación de CuK α de 1,5414 Å, filtro de Ni, con un voltaje de 40 Kv y una intensidad de corriente de 18 mA. El análisis de difracción de rayos X, permitió hacer una identificación mineralógica a partir del análisis de la posición, forma y la intensidad de los picos difractométricos, la cual está controlada por la composición química (Moore y Reynolds, 1997). En el caso de los materiales arcillosos las composiciones se estimaron mediante los análisis de roca total y muestras orientadas.

La técnica de roca total consistió en la preparación de 18 muestras molidas hasta lograr un polvo muy fino (malla 230 ASTM). Estas se ubicaron en un portamuestra de aluminio, generándose una superficie lisa y uniforme, la cual fue expuesta a los rayos X. La técnica de preparación de las muestras orientadas implica la elaboración de una suspensión con el

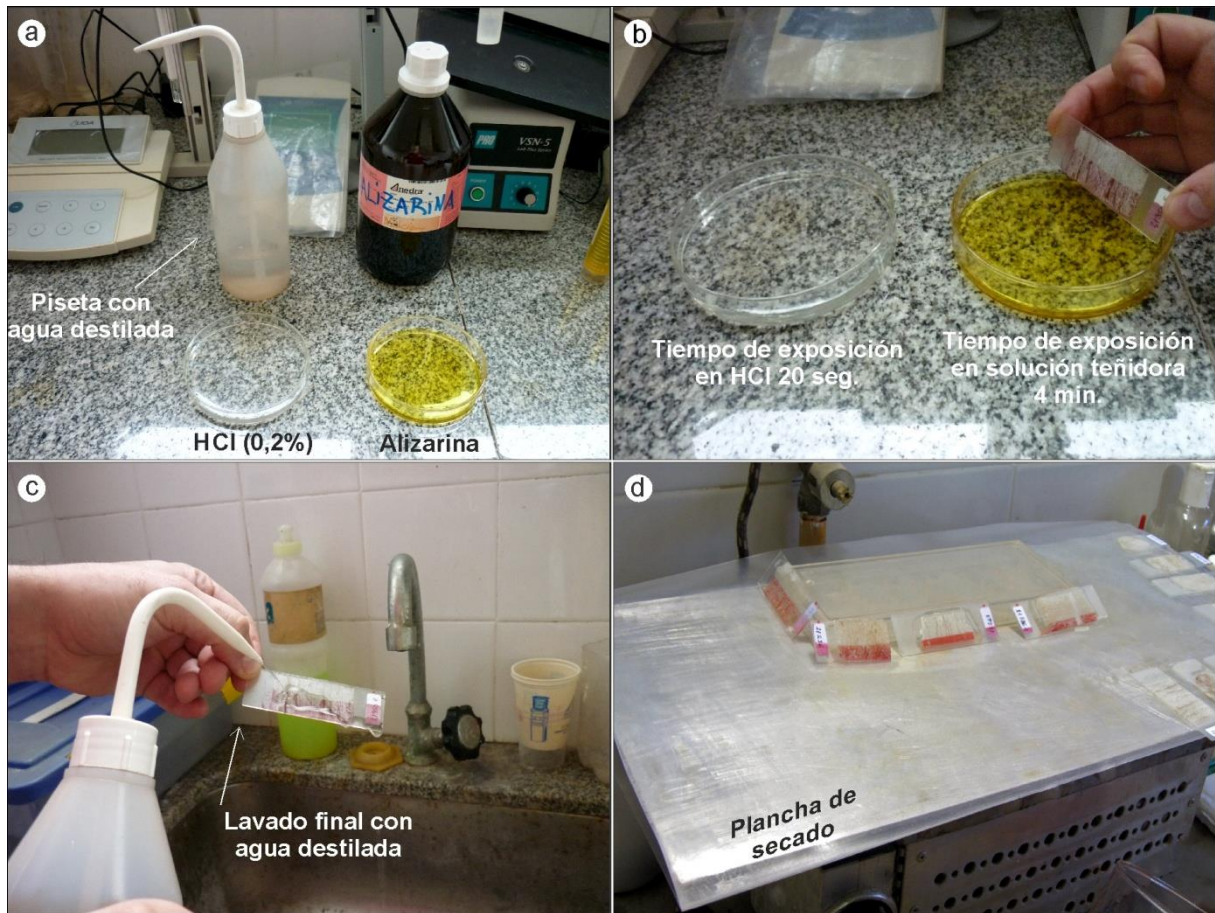


Figura II-1. **a-** Materiales utilizados para la tinción. **b-** Exposición del corte petrográfico en alizarina. **c-** Lavado de la muestra luego de la tinción. **d-** Secado a baja temperatura y con el plano inclinado para que escurra el excedente de agua.

polvo fino de la roca y agua destilada. Se dejó reposar unas 4 horas aproximadamente con el objetivo de que decante la fracción más gruesa. La muestra natural se logra tomando con una pipeta la suspensión para ser colocada en un portaobjetos donde se deja secar a temperatura ambiente. De esta forma los minerales de arcillas se ubican en el portaobjetos de forma preferencial según el plano (001). Para la obtención de la muestra glicolada se exponen los preparados de tipo natural a vapores de etilenglicol por 24 horas. Y por último la muestra calcinada consiste en colocar la muestra natural en una mufla a una temperatura de 550°C por un tiempo de 2 horas. Bajo esta técnica se han analizado 7 muestras.

Determinaciones microanalíticas

Los análisis de microsonda electrónica se han realizado en el Centro Científico Tecnológico de “El Cristo” de la Universidad de Oviedo, España. Este cuenta con una Microsonda Electrónica (EPMA), modelo CAMECA SX-100 equipada con cinco espectrómetros WDS (wave length dispersive spectrometer) y un microscopio electrónico de barrido (SEM) con detectores SE, BSE y ABS. Las condiciones analíticas fueron 15 a 20 KeV de voltaje de aceleración, corriente 15-20 nA, diámetro del haz 1 a 2 micrones,

utilizando patrones naturales certificados por MAC (Micro Analysis Consultants Ltd., Reino Unido). Los análisis fueron efectuados sobre 15 muestras de sulfatos, carbonatos y sulfuros.

Geoquímica de rocas

Se han realizado 2 análisis con el objetivo de caracterizar y clasificar geoquímicamente y petrogenéticamente a rocas ígneas del área del Río Salado. Los análisis de elementos mayoritarios, trazas y elementos de tierras raras (ETR) han sido realizados en el Laboratorio de Geoquímica del Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-FCN y M). SiO_2 y P_2O_5 se determinaron por espectrofotometría y los restantes elementos mayoritarios y traza por espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS). La pérdida por ignición (LOI) se determinó por calcinación y medición de la pérdida de masa. Una fracción de las muestras fue digerida en Agua Regia y HF y la solución resultante, disuelta en una solución saturada de H_3BO_3 para la determinación de SiO_2 . Otra fracción fue digerida en HNO_3 , HClO_4 , HF y HCl para el análisis de P_2O_5 . Para la calibración del instrumental analítico se utilizaron soluciones estándar marca Perkin Elmer, los geoestándares internacionales AGV-1, RGM-1, NIM-G, NIM-N y NIM-S y distintos volúmenes de una solución 20 ppm de P_2O_5 preparada a partir de KH_2PO_4 como patrón primario. Todos los datos de elementos mayoritarios han sido recalculados en base anhidra a 100% antes de ser representados en los diferentes diagramas geoquímicos.

Isótopos Estables

Se han efectuado un total de 47 análisis isotópicos de $\delta^{34}\text{S}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en sulfatos (23 en baritina, 20 en celestina y 4 en yeso) y 7 análisis isotópicos de $\delta^{34}\text{S}$ en sulfuros (galena). Además se realizaron 17 determinaciones de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en calcitas y dolomitas de niveles sedimentarios asociados a la mineralización. Los análisis se llevaron a cabo en el Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca, España. Este laboratorio cuenta con un espectrómetro de masas de fuente gaseosa, modelo VG-Isotech SIRA-II, equipado con cold finger para análisis de muestras pequeñas y sistema múltiple de admisión de muestras. La obtención de SO_2 fue mediante una línea de alto vacío por combustión en horno tubular a 1150°C (en sulfatos) y 1070°C (en sulfuros) utilizando SiO_2 como catalizador, reduciéndose con Cu el SO_3 , eventualmente producido a 750°C (Figura II-2a y c). El objetivo fue obtener un producto gaseoso de SO_2 para análisis isotópico, suficiente y representativo del S presente en la muestra, absolutamente puro y sin fraccionamiento isotópico que pudiera incidir en los resultados. Los procedimientos ejecutados para la combustión de las muestras fueron los descritos por [Coleman y Moore \(1978\)](#). La extracción de CO_2 de las calcitas y dolomitas se realizó mediante reacción con H_3PO_4 al 103 % a 25°C durante 12 horas (Figura II-2b y d). Las relaciones isotópicas se expresan a través

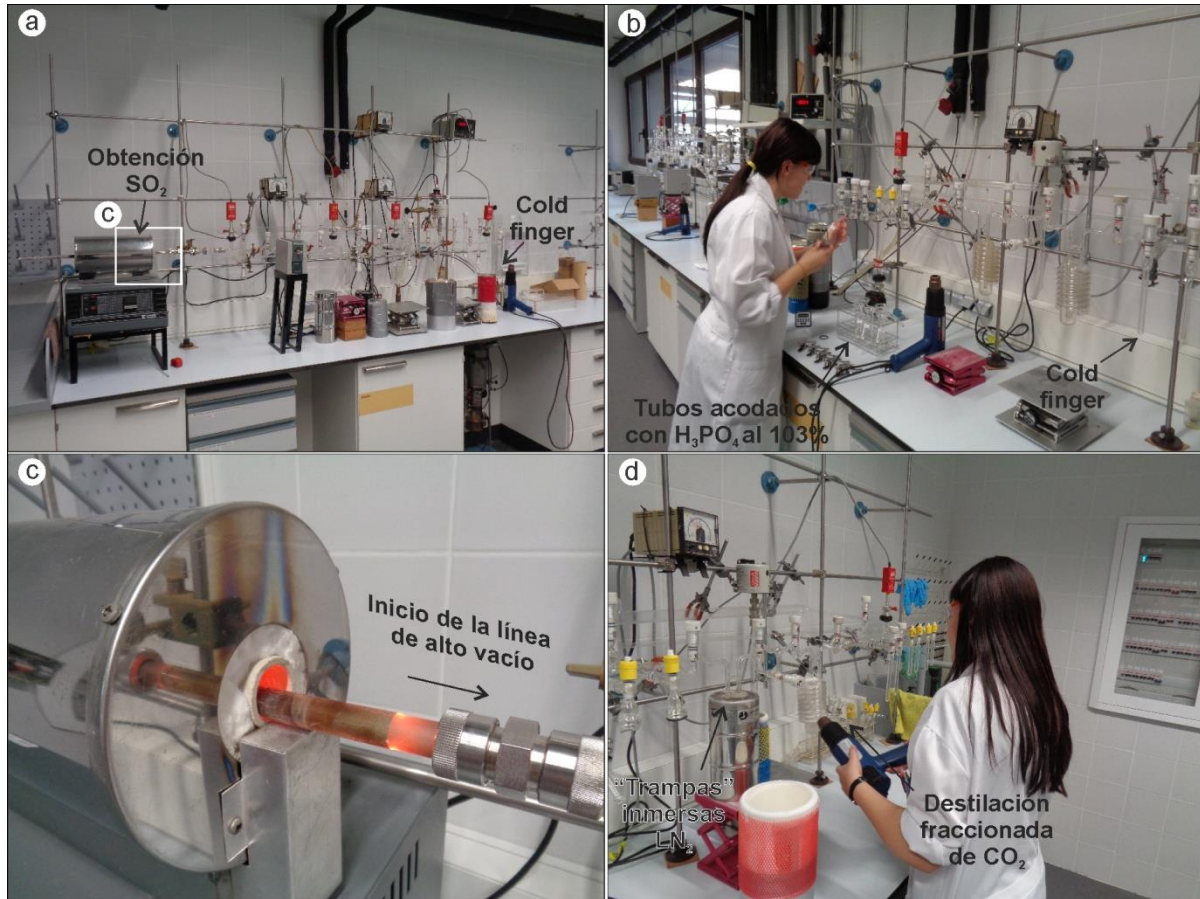


Figura II-2. **a-** Línea de alto vacío para sulfatos, en detalle **-c-** horno de combustión donde se obtiene el SO_2 . **b-** Línea de carbonatos de alto vacío. **d-** Línea de alto vacío para carbonatos, en proceso de destilación del CO_2 .

de la notación normal como valores delta por mil ($\delta\text{‰}$). Las muestras analizadas, monominerales, fueron reducidas a polvo finamente granulado en mortero de ágata y los resultados de $\delta^{34}\text{S}$ están referidos al patrón Canyon Diablo Troilite (CDT), los de $\delta^{18}\text{O}$ están dados con relación al Standard Mean Ocean Water (SMOW) y transformados al estándar Pee Dee Belemnite (PDB), mientras que los resultados de $\delta^{13}\text{C}$ están en relación al estándar Pee Dee Belemnite (PDB).

Fluorescencia y microtermometría de inclusiones fluidas

Los análisis microtermométricos se realizaron con el objetivo de caracterizar a los fluidos mineralizantes. Para llevar adelante el estudio de inclusiones fluidas se prepararon 17 secciones delgadas bipulidas con espesores aproximados entre $30\mu\text{m}$ y $100\mu\text{m}$, dependiendo de la diafanidad que presentaban las muestras. Las muestras fueron pegadas en frío con cianocrilato para evitar exponerlas al exceso de temperatura de la plancha de secado, debido a que las resinas epoxy convencionales lo requieren para el fraguado. Además las resinas epoxy generan un background de fluorescencia que interfiere en las observaciones. Estas fueron preparadas en el laboratorio de petrotomía del Instituto de Recursos Minerales (INREMI).

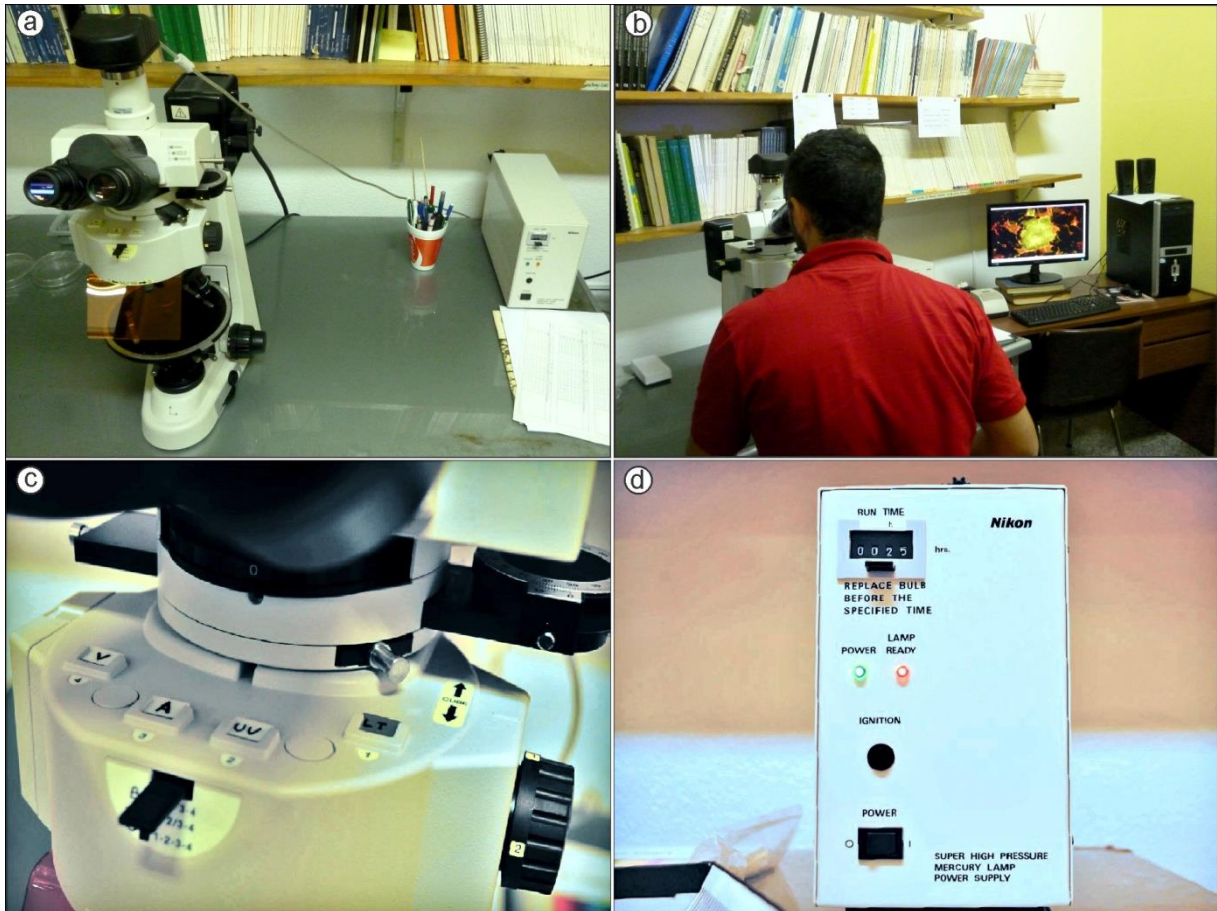


Figura II-3. **a-** Microscopio petrográfico Nikon eclipse 50i POL integrado con una lámpara de mercurio como fuente de iluminación UV. **b-** Equipo de toma y procesamiento de imágenes. **c-** Distintos tipos de luz de observación en el microscopio V: Verde; A: Azul; UV: Ultravioleta; LT: Luz transmitida. **d-** En detalle la consola de la lámpara de mercurio.

Inicialmente se examinaron los cortes y se mapearon las inclusiones fluidas utilizando puntos de referencia para poder ubicarlas con mayor facilidad (Figura II-4a y b). Luego se clasificaron morfológica, composicional y genéticamente y se midieron los tamaños de las mismas. Una vez mapeadas y clasificadas se prosiguió a despegar los cortes, removiendo el cianocrilato con acetona y posteriormente se reubicaron los puntos de referencia. Una vez reubicados se fraccionó la muestra y se obtuvieron “pastillas” de un tamaño máximo de 7x7 mm, acorde al tamaño del portaobjetos de la platina de calentamiento/enfriamiento.

Fluorescencia de inclusiones fluidas

Esta técnica se realizó con anterioridad a los ensayos microtermométricos para constatar la presencia o ausencia de compuestos orgánicos y que éstos no influyan en los resultados. La fluorescencia es la respuesta, en luz visible, de las inclusiones orgánicas expuestas a la luz ultravioleta (UV). La luz que incide provoca la luminiscencia del material, debido a que los compuestos orgánicos poseen la propiedad de fluorecer cuando son expuestos a esta fuente lumínica. Esto además es muy útil para reconocer texturas relícticas de rocas y para mostrar fábricas de cementos asociados a materia orgánica.

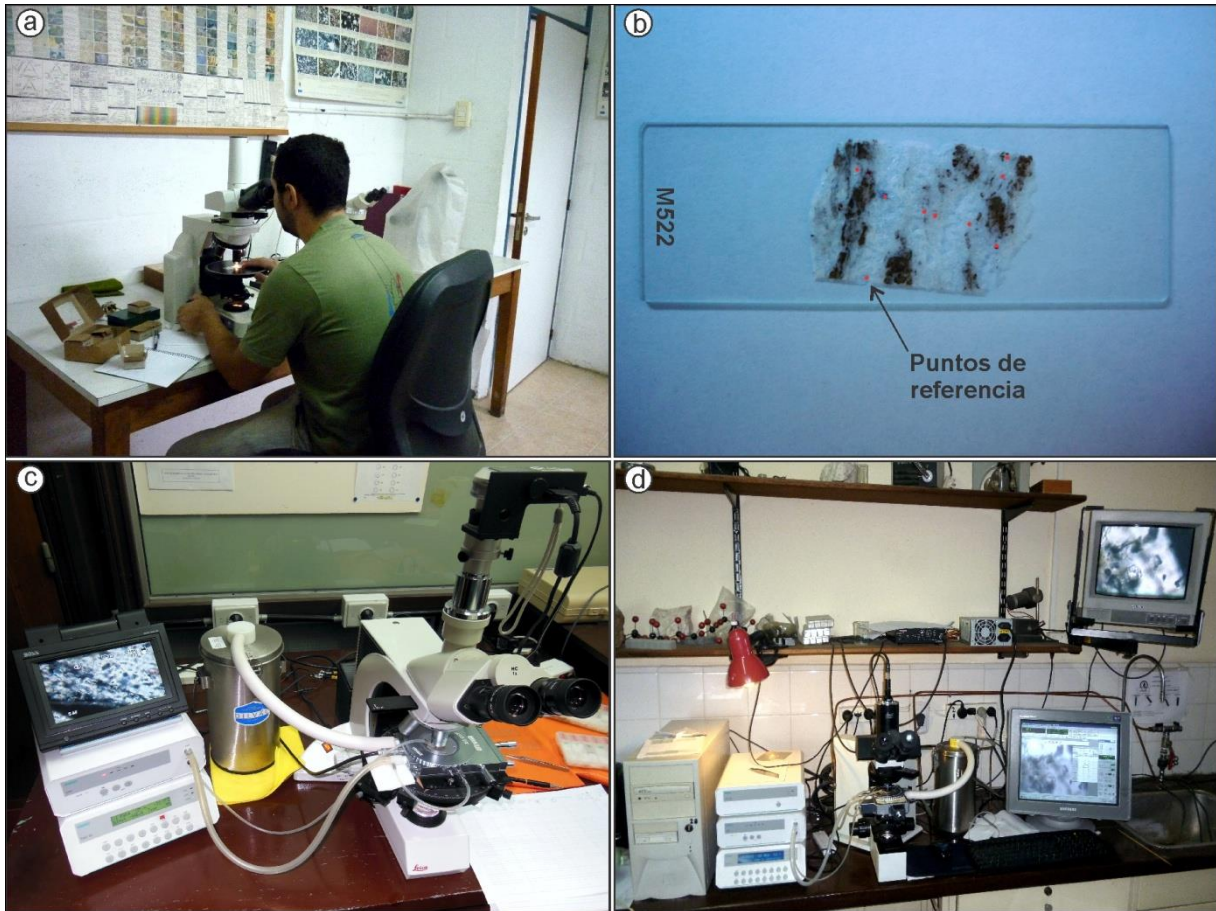


Figura II-4. **a-** Mapeo de inclusiones fluidas en el laboratorio de microscopía óptica (INREMI). **b-** Corte petrográfico despegado y mapeado con puntos de referencia. **c-** Equipo de microtermometría del Departamento de Ciencias Geológicas (UBA). **d-** Equipo de microtermometría del Departamento de Geología (UNS).

La petrología de luz ultravioleta fue realizada en el Laboratorio de Luminiscencia del Departamento de Geología de la UNS, el cual está equipado con un microscopio petrográfico Nikon Eclipse 50i-POL con objetivos de 4, 10 y 40x, integrado con una lámpara de mercurio como fuente de iluminación UV, luz verde y azul (Figura II-3).

Microtermometría

En una primera etapa se realizaron determinaciones microtermométricas en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires (UBA). El departamento cuenta con una platina de calentamiento/enfriamiento Linkam THMS 600, cuyo intervalo de temperatura es de -180 a 600°C , adosada a un microscopio Leica DMLP con una cámara fotográfica (Figura II-4c). La misma fue calibrada al comienzo y al final de la toma de datos mediante muestras estándares (inclusiones de $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$). En una segunda etapa se realizaron determinaciones microtermométricas en el Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur (UNS), empleando una platina de calentamiento/enfriamiento Linkam MDS 600, montada en un microscopio Olympus BX50 (Figura II-4d). La misma fue calibrada al comienzo de los ensayos mediante la obtención de

reiteradas temperaturas de fusión del hielo de agua bidestilada. Ambas platinas utilizan un sistema de enfriamiento por nitrógeno líquido y una resistencia para calentamiento. La platina está conectada a una consola que regula el flujo de nitrógeno líquido mediante una bomba. El proceso de calentamiento/enfriamiento es ejecutado y controlado automáticamente mediante “rampas” o también puede ser controlado de forma manual. Las rampas constituyen las tasas ($^{\circ}\text{C}/\text{min}$) a la que se desea calentar o enfriar el sistema. Todas las muestras fueron inicialmente calentadas para determinar las temperaturas de homogeneización a líquido (T_{HL}). Luego se continuó con el enfriamiento hasta -120°C , y posteriormente lentamente calentadas para medir las temperaturas de la primer fusión (T_e) y de fusión final del hielo (T_m) (Roedder, 1984) y poder determinar la salinidad (% NaCl) utilizando la ecuación de Bodnar (1993).

II.3- TERCERA ETAPA

En esta última etapa se realizaron estudios complementarios de magnetometría con el fin de obtener información del subsuelo. Además se anexó la información sísmica y pozos de exploración proporcionados por la Subsecretaría de Minería e Hidrocarburos de la provincia del Neuquén (SSMeH). Esta etapa fue principalmente interpretativa y se focalizó en el procesamiento, integración e interpretación de los datos para poder definir y caracterizar las condiciones de formación de la mineralización.

Magnetometría terrestre

El estudio de magnetometría terrestre fue realizado mediante la utilización de dos magnetómetros de precesión protónica; un equipo base marca Scintrex modelo EnviMag y el otro móvil marca GemSystem modelo GSM-19. Ambos fueron sincronizados en hora UTC (Universal Time Coordinated) con toma de datos cada dos segundos. Para realizar la navegación de los itinerarios programados se utilizó un GPS Garmin etrex Vista, que posibilita la georreferenciación del dato magnetométrico medido, debido a que se encuentra sincronizado temporalmente con los dos magnetómetros (Figura II-5). Las variaciones diurnas del campo magnético se corrigieron operando de manera diferencial con los dos magnetómetros, uno fijo (estación base) y otro móvil.

La información recolectada en formato digital fue integrada y corregida diariamente con un software desarrollado por el Lic. Joaquín Nigro (INREMI). Posteriormente se utilizó el software Oasis Montaje 6.3.1 (Licencia Instituto de Recursos Minerales - INREMI) que permitió crear los mapas de intensidad del campo magnético total reducido al polo (RTP) y de la primera derivada vertical del campo magnético (TILT). El valor del campo total de la región estudiada está expresado en nanoTeslas (nT) y se obtuvo del National Geophysical Data Center.



Figura II-5. **a** y **b**- Ubicación, posicionamiento y sincronización del magnetómetro base. **c**- Montaje del magnetómetro móvil. **d**- Configuración y sincronización del magnetómetro móvil previo al inicio del levantamiento.

La magnetometría terrestre fue realizada en dos sectores (áreas del Río Salado y Pampa del Salado); en el primero de ellos se realizaron 12 perfiles magnetométricos distanciados aproximadamente 200 metros, con una orientación preferentemente oeste-este. En el segundo se efectuaron 4 perfiles magnetométricos distanciados aproximadamente entre 500 y 750 metros e igualmente orientados. El total recorrido fue de aproximadamente 74 km sobre los que se obtuvieron 31.000 datos magnetométricos.

Líneas sísmicas y pozos exploratorios petroleros

La SSMeH nos cedió información digital sobre 9 líneas sísmicas 2D y 3 pozos exploratorios. Esta información nos permitió visualizar características geológicas y estructurales regionales en profundidad, complementando con la información obtenida en superficie. Las líneas sísmicas cedidas fueron L15004; LLV92-116; LLV92-118; LLV92-122; TR-TA89-22; TR-TA89-24; TR-TA89-26; TR-TA89-06; TR-TA89-08 y los pozos exploratorios YF.NRA.x-1; SJ.Nq.P.x-1 y YPF.Nq.CR.x-1. Toda esta información fue visualizada e interpretada en el software Opendtect 4.2 (Licencia académica).

CAPÍTULO III
GEOLOGÍA REGIONAL

III- GEOLOGIA REGIONAL

El contexto geológico regional vinculado a las mineralizaciones Ba-Sr de la presente investigación está asociado principalmente a la secuencia carbonático-evaporítica cretácica inferior y al volcanismo cenozoico. Sin embargo, la cuenca Neuquina presenta numerosos depósitos de Ba y Sr asociados a secuencias carbonático-evaporíticas de edad jurásica. Las principales unidades sedimentarias que hospedan las mineralizaciones mantiformes son las Formaciones Tábanos (Calloviano), Auquilco (Oxfordiano) y Huitrín (Barremiano-Albiano), mientras que en las Formaciones Tordillo, Lotena y Agrio se encuentran emplazados cuerpos vetiformes. A continuación se describirán los Grupos y Formaciones que componen el basamento y la cubierta sedimentaria de la cuenca, considerando el contexto tecto-sedimentario en el que fueron depositados y su relación con los depósitos baritoceléstínicos.

III.1- ESTRATIGRAFIA DE LA CUENCA NEUQUINA

La Cuenca Neuquina constituyó un amplio depocentro de acumulación sedimentaria durante el Triásico Tardío, Jurásico, Cretácico y parte del Cenozoico. Su relleno incluye sedimentos silicoclásticos, carbonáticos y evaporíticos (marinos y continentales) que se acumularon progresivamente bajo diferentes regímenes tectónicos (Howell *et al.*, 2005). La evolución tectónica de la cuenca registra una compleja historia que incluye una etapa de *sinrift* (Triásico Tardío-Jurásico Temprano) seguida por un largo período de *subsistencia termal* (Jurásico Temprano a Cretácico Temprano) y una etapa de compresión-cuenca de *antepaís* (Cretácico Tardío-Cenozoico) (Vergani *et al.*, 1995; Franzese y Spalletti, 2001; Howell *et al.*, 2005) (Figura III-1).

III.1.1- BASAMENTO DE LA CUENCA NEUQUINA

III.1.1.1- *Basamento Famatiniano*

El basamento Famatiniano se encuentra constituido en líneas generales por rocas metamórficas. Si bien no aflora en la región de estudio, se manifiesta fundamentalmente en dos sectores; uno en el sector sur de la cuenca y el otro en el noroeste de la provincia (Figura III-2). En el sector sur, en el ámbito de la sierra de Chacaico, más precisamente en el Cordón de la Piedra Santa, afloran las Ectinitas o Formación Piedra Santa (Digregorio y Uliana, 1980; Leanza, 1985). La misma está conformada por un conjunto de rocas metamórficas de bajo grado, correspondientes a la facies de esquistos verdes, que exhiben una tendencia a la disminución del grado metamórfico de oeste a este (Leanza, 1992; Franzese, 1995). Este último autor obtuvo edades K-Ar en esquistos del Cordón de la Piedra Santa que van de los 372 ± 18 Ma a los 311 ± 16 Ma, las cuales corresponderían a la edad del metamorfismo regional que afecta la unidad y sugieren una posible edad silúrica a devónica media para la depositación. Algunos autores han correlacionado a la Formación Piedra

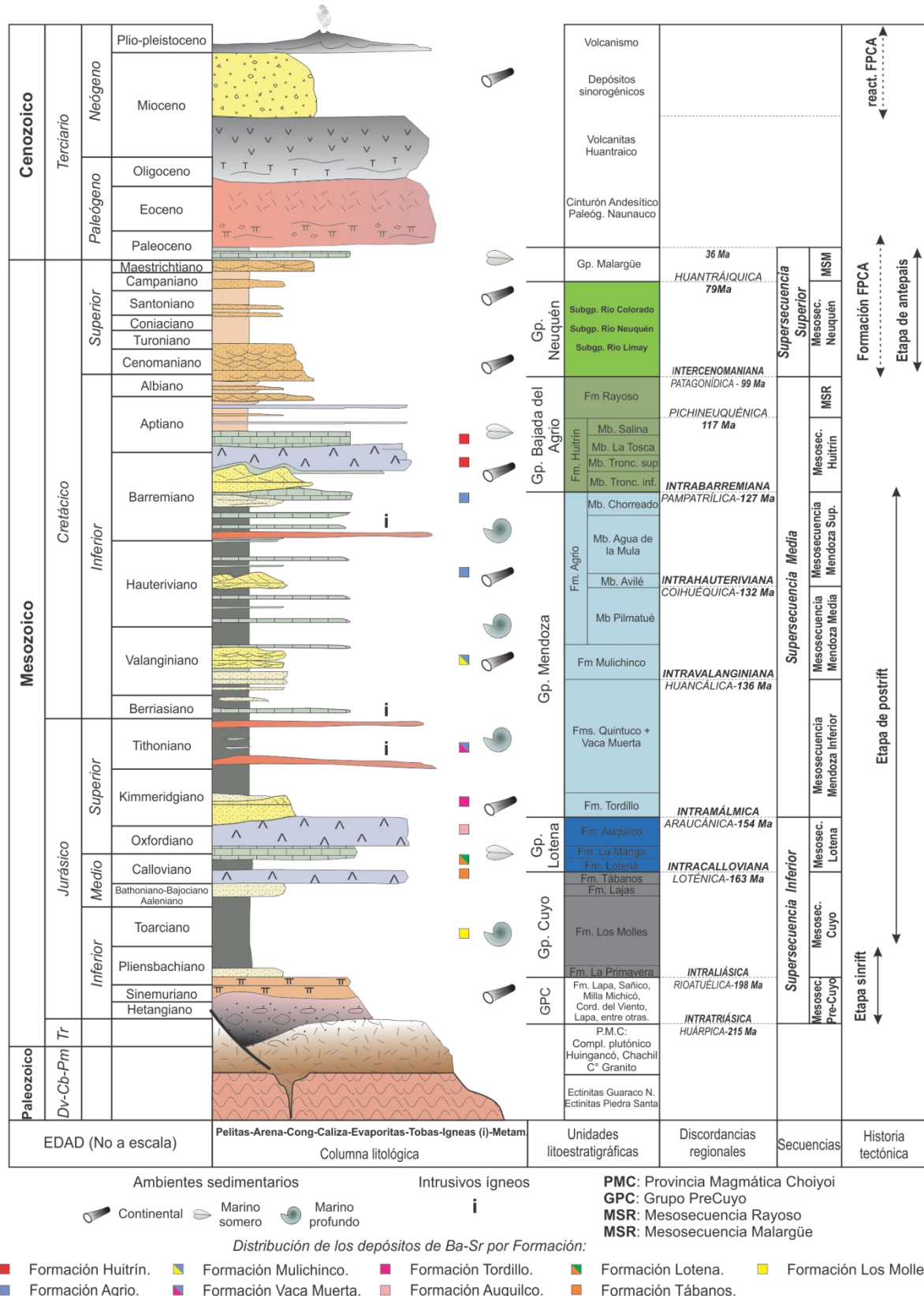


Figura III-1. Columna estratigráfica generalizada de la Cuenca Neuquina mostrando la distribución de los depósitos de Ba-Sr. Tomada y modificada de Mosquera y Ramos (2006) y Arregui (2011).

Santa con el Complejo Colohuincul (Turner, 1976, entre otros), y con las metamorfitas del sudeste de Neuquén y noroeste de Río Negro correspondientes al Complejo Cushamen

(Leanza *et al.*, 2005). Las manifestaciones del basamento más septentrionales de la provincia se encuentran en las inmediaciones de la laguna Varvarco Campos y en la comarca de la localidad de Varvarco, ambas ubicadas en el lado occidental de la Cordillera del Viento. Estas han sido denominadas como Formación o Ectinita Guaraco Norte (Zappettini *et al.*, 1987) y están compuestas por pizarras y esquistos en facies de esquistos verdes. Zappettini *et al.* (2012) obtuvieron una edad de 373 Ma para la edad del metamorfismo regional. Ambas ectinitas son correlacionables y constituyen el basamento Famatiniano de la cuenca.

III.1.1.2- Basamento Gondwánico

Sedimentación carbonífera

En el área de la Cordillera del Viento aflora el Grupo Andacollo de edad carbonífera superior (Digregorio y Uliana, 1980). Aquí se ha tomado el esquema estratigráfico propuesto por Llambías *et al.* (2007) donde se considera al Grupo Andacollo constituido por las Formaciones Arroyo del Torreón (Méndez *et al.*, 1995) y Huaraco (Zöllner y Amos, 1955). La Formación Arroyo del Torreón está integrada por tobas y coladas riolíticas en los niveles inferiores, que pasan hacia arriba a areniscas cuarzosas y a sedimentitas marinas pelíticas con un espesor estimado de 1.500 metros. La Formación Huaraco constituye una unidad sedimentaria de aproximadamente 700 m de espesor, compuesta principalmente por lutitas y limolitas verde oscuro a negro, con intercalaciones de bancos de areniscas con fósiles marinos. Asimismo y luego de haber sido afectadas por la fase Sanrafaélica, éstas han sido intruídas por el magmatismo Gondwánico.

Unidades magmáticas del Pérmico Temprano-Triásico Temprano

El magmatismo Gondwánico en el ámbito de la cuenca Neuquina aflora en tres sectores (Figura III-2); en el área de la Cordillera del Viento, en las sierras de Chacaico-Chachil y en el cerro Granito, al sureste de Zapala. Este magmatismo abarca desde el Pérmico al Triásico Temprano y forma parte de un importante evento magmático, plutónico y volcánico, correlacionable al ciclo Choiyoi (Llambías *et al.*, 2007; Llambías y Sato, 2011).

En el área de Cordillera del Viento, las sedimentitas anteriormente citadas después de haber sido plegadas por la fase diastrófica Sanrafaelina fueron intruídas por cuerpos granodioríticos y domos riolíticos, y cubiertas en discordancia por mantos ignimbríticos riolíticos. Llambías *et al.* (2007) denominaron a este conjunto de rocas ígneas como Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó, correlacionable con el Grupo Choiyoi, ubicado entre la fase Sanrafaélica y la fase diastrófica Huárpica. La fase Huárpica generó la exhumación y erosión de los cuerpos intrusivos, por sobre los cuales se apoya en forma

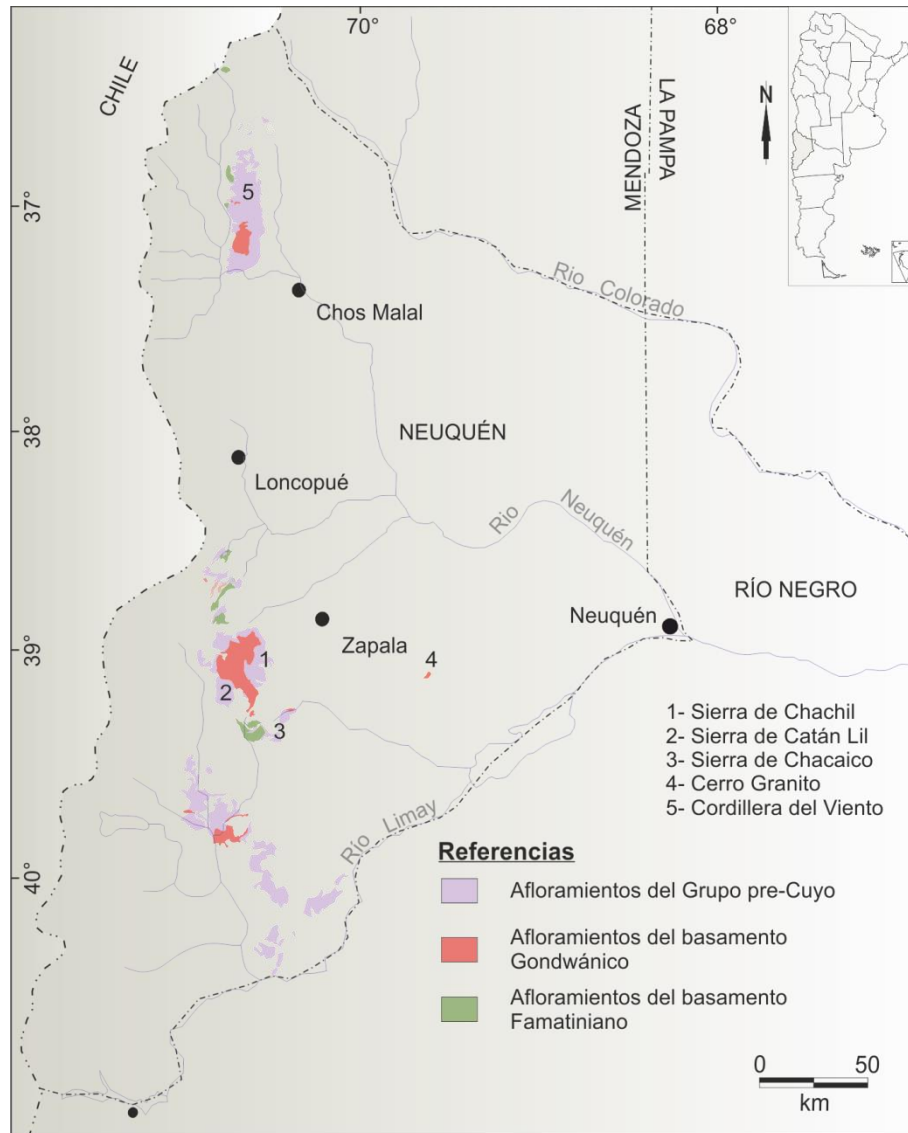


Figura III-2. Afloramientos del basamento y del Grupo pre-Cuyo en el ámbito de la Cuenca Neuquina.

discordante la Formación Cordillera del Viento ([Leanza et al., 2005](#)). La unidad más antigua de la región corresponde a la Granodiorita Huinganco, datada por [Sato et al. \(2008\)](#) quienes obtuvieron una edad U-Pb de $283,4 \pm 1$ Ma. [Llambías \(1986\)](#) dató un domo riolítico que intruye las sedimentitas de Grupo Andacollo y obtuvo una edad K-Ar de 260 ± 10 Ma. El alzamiento de la Cordillera del Viento es el resultado de la tectónica compresiva terciaria que permitió el ascenso de las unidades más antiguas del noroeste del Neuquén. En la región de Las Ovejas y laguna Varvarco, [Zanettini \(2001\)](#) describió granitoides que intruyen a metamorfitas de bajo grado, atribuibles a las Ectinita Guaraco Norte.

La sierra de Chachil está constituida mayormente por granodioritas y en menor proporción por tonalitas, que fueron incluidas en el Complejo Plutónico del Chachil ([Leanza, 1985](#) y [1992](#)). En la sierra de Chachil, los plutones de este Complejo intruyen las metamorfitas de la Ectinita Piedra Santa. Existen diversas dataciones, entre otras se pueden citar las edades obtenidas por [Garrido et al. \(2008\)](#) por método Re-Os en molibdenita, las

cuales quedaron comprendidas en el lapso entre 313 y $315 \pm 1,6$ Ma. Estas corresponden a las edades más antiguas respecto a otras granodioritas del Neuquén, por lo cual habría que reconsiderarse el comienzo del ciclo Choiyoi y trasladarlo al Carbonífero Tardío (Llambías y Sato, 2011).

En el ámbito de la Dorsal de Huincul se encuentra el Cerro Granito que representa la única localidad de la Dorsal donde aflora un plutón de granodiorita. Stipanovic y Linares (1969) obtuvieron dos dataciones K-Ar de 252 ± 20 y 291 ± 20 Ma, mientras que Schiuma y Llambías (2008) dataron muestras en dos testigos de perforaciones ubicadas al norte del cerro, donde obtuvieron una edad U-Pb en granodiorita de $286,5 \pm 2,3$ Ma y una edad en diques andesíticos comagmáticos con la granodiorita de $284,0 \pm 1,3$ Ma. La finalización del ciclo magmático Choiyoi coincide según Llambías et al. (2007) con la finalización del ciclo tectono-magmático Gondwánico, para dar comienzo durante el Triásico medio al ciclo Ándico.

III.1.2- RELLENO SEDIMENTARIO DE LA CUENCA NEUQUINA (JURÁSICO-CRETÁCICO)

El relleno sedimentario tuvo lugar principalmente durante el Jurásico y el Cretácico, con una sucesión predominantemente clástica que alcanza los 7.000 metros (Vergani et al., 1995). La sedimentación en la Cuenca Neuquina está representada por sucesivos ciclos de acumulaciones marinas y continentales mesozoicas que se inician con los depósitos del Ciclo Precuyano, y continúan con los depósitos de los Grupos Cuyo, Lotena, Mendoza, Rayoso y Neuquén (Legarreta y Gulisano, 1989).

III.1.2.1- Depósitos asociados al estadio de sinrift

La Cuenca Neuquina se originó en el Triásico Tardío como resultado de una extensión intracontinental (Franzese y Spalletti, 2001). Algunos autores relacionaron el inicio de la cuenca con el desmembramiento del supercontinente Gondwana (Uliana et al., 1989), mientras que otros asociaron el período extensional a la historia del margen activo pre-andino (Franzese y Spalletti, 2001; Franzese et al., 2003; Ramos y Folguera, 2005). Durante el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano los procesos extensionales de intraplaca generaron un conjunto de *rifts* alargados constituyendo depocentros con geometría de hemigraben que dieron origen a la Cuenca Neuquina (Vergani et al., 1995; Franzese y Spalletti, 2001).

GRUPO PRE-CUYO

Se reúne bajo esta denominación a la sucesión acumulada durante el desarrollo inicial de la Cuenca, comprendida entre el basamento y la primera ingresión marina jurásica

(Gulisano, 1981). Esta etapa se caracterizó por el desarrollo de profundos depocentros aislados limitados por fallas normales, los cuales fueron rellenados con secuencias volcano-sedimentarias (Vergani *et al.*, 1995; Franzese y Spalletti, 2001). Se componen de sedimentos continentales depositados en ambientes de abanicos aluviales, fluvial, de barreal y lacustre. Estas secuencias de naturaleza clástica, volcánica y piroclástica se registran en los depósitos de sinrift y se encuentran limitadas por las discordancias Intratriásica o Huárpica (215 Ma) e Intraliásica o Rioatuélica (198 Ma) con espesores de hasta 1000 metros (Legarreta y Gulisano; 1989; Leanza, 2009). Esta última discordancia marca la finalización de la etapa de *rifting* y el comienzo de la ingresión Cuyana. El precuyano incluye a una serie de Formaciones localmente desarrolladas entre los ~32° y los ~41°S, como las denominadas: Remoredo, Puesto Kaufmann, Cordillera del Viento, Milla Michicó, Lapa, Sañico, Paso Flores, Piedra del Águila, entre otras (Figura III-2). Esta secuencia no se manifiesta en el área de estudio.

III.1.2.2- Depósitos asociados al estadio de subsidencia térmica-postrift

Este constituye una de las fases evolutivas más importantes de la cuenca. Con posterioridad a la finalización del *rifting*, se desarrolló la transición a una etapa de *postrift* con subsidencia termal o SAG. Durante esta aconteció la primera transgresión marina y la amalgamación gradual de los depocentros, que conformaron una sola depresión (Vergani *et al.*, 1995). Para ese entonces, el arco magmático Andino se presentaba desarrollado, mientras que la cuenca se encontraba conectada al océano proto-Pacífico a partir de separaciones existentes en la extensión de dicho arco (Spalletti *et al.*, 2000).

La sedimentación inicialmente estuvo fuertemente influenciada por la topografía heredada de los sistemas de *sinrift* subyacentes. Con posterioridad, se depositaron extensas y potentes sucesiones que representan complejas series de ciclos transgresivo-regresivos de diferente magnitud, controlados por los efectos combinados en la tasa de subsidencia, el ascenso localizado y las oscilaciones eustáticas (Howell *et al.*, 2005). La caída del nivel de base en respuesta a un aumento del nivel marino global y a la subsidencia térmica (Legarreta y Uliana, 1996), generó una transgresión marina diacrónica en toda la cuenca (Gulisano, 1981), comenzando en el Hettangiano en el norte y en el Pliensbachiano en el sur (Legarreta y Uliana, 1996). Con esta transgresión comenzó un período de sedimentación marina que dominó los ambientes depositacionales sucedidos durante el Jurásico e inicio del Cretácico, depositándose más de 4.000 m de sedimentos. Las secuencias depositacionales que integran el postrift están constituidas por los Grupos Cuyo, Lotena y Mendoza (Howell *et al.*, 2005).

GRUPO CUYO

El término Cuyano fue introducido por primera vez por [Groeber \(1946\)](#) para identificar la sección inferior del Jurásico andino de origen marino. A partir de [Dellapé et al. \(1978\)](#), la denominación de Grupo Cuyo comenzó a ser utilizada para una secuencia sedimentaria evolutiva limitada en su base y techo por las discordancias Intraliásica o Rioatuélica (198 Ma) e Intracalloviana o Loténica (163 Ma) respectivamente. Posteriormente los trabajos de [Gulisano et al. \(1984\)](#) y [Legarreta y Gulisano \(1989\)](#), entre otros, han contribuido a la división de este intervalo estratigráfico.

El Grupo Cuyo constituye la primera ingresión marina que ocurrió en la cuenca y que a través de sucesivas oscilaciones de la línea de costa depositó un gran intervalo de pelitas, areniscas, conglomerados y evaporitas de ambientes marinos profundos hasta continentales (Figura III-3). Este ciclo se inicia, de acuerdo a observaciones realizadas por diferentes autores ([Vergani, 2005](#); [Mosquera y Ramos 2006](#), entre otros), en una transición entre un episodio de rift inicial a una subsidencia generalizada. Las unidades formacionales relacionadas con el tiempo de la expansión del mar durante el Jurásico Temprano en la transición entre las etapas evolutivas de *rift* y SAG son: Chachil, Piedra Pintada, La Primavera, El Freno, Puesto Araya, Tres Esquinas, Calabozo, Tábanos, entre otras. El Grupo Cuyo no se manifiesta en la zona de estudio, pero las unidades más restringidas carbonático-evaporíticas contienen concentraciones minerales barítico-celestínicas.

Formación Los Molles

La Formación Los Molles fue descrita por primera vez por [Weaver \(1931\)](#). Aflora en el suroeste de la provincia del Neuquén en gran parte en los flancos del anticlinal de Chacaico, en el núcleo de los anticlinales de Picún Leufú y Cerro Lotena. También se manifiesta en el norte de la provincia sobre el flanco oriental de la Cordillera del Viento sobre la margen sur de la ruta que une Chos Malal con Andacollo. La edad para este intervalo en el sector sur (Chacaico) abarca desde el Pliensbachiano-Toarciano temprano hasta el Aaleniano-Bajociano temprano para el extremo norte (Chacay Melehue). El ambiente de sedimentación ha sido interpretado como un ambiente marino restringido de baja energía y de naturaleza anóxica, donde intercalan cuerpos arenosos, interpretados como de origen turbidítico. Litológicamente está compuesta en su mayor parte por lutitas negras con alto contenido orgánico y grises con proporciones subordinadas de areniscas micáceas, limolitas castaño-amarillentas, calizas y margas grises. Un rasgo saliente de la sedimentación es la alternancia de paquetes arenosos dentro de los pelíticos dando una configuración en la sedimentación de alta ciclicidad que le confieren a los depósitos un aspecto bandeado muy característico. Posee espesores variables, con máximos que superan los 2.000 m.

Mineralización asociada

El depósito Arroyo Nuevo (Cura Mallín), situado al ONO de Chos Malal constituyó una de las concentraciones baríticas económicamente más importantes de la Cuenca Neuquina (Figura III-4). El banco mineralizado presenta espesores variables entre 2 y 8 metros y está constituido esencialmente por baritina acompañado por sulfuros (esfalerita, galena y calcopirita). Este depósito correspondería a una depositación de baritina y sulfuros en fondo marino (depósito tipo SEDEX Ba) asociada a la emisión de fluidos exhalativos coetáneos con la sedimentación pelítica de la Formación Los Molles (Zappettini, 1999; de Barrio *et al.*, 2014).

Formación Lajas

La Formación Lajas fue definida originalmente por Weaver (1931). Presenta su localidad tipo en el flanco occidental de sierra de Vaca Muerta, donde desarrolla espesores promedio de 200 metros y ocupa el lapso Aaleniano-Calloviano temprano. Está constituida principalmente por areniscas y en menor medida por pelitas oscuras y verdosas con abundantes restos carbonosos y conglomerados, depositados en ambientes marino somero, deltaico y estuárico (Gulisano *et al.* 1984a; Gulisano y Hinterwimmer, 1986; Zavala, 1993). La instauración de esta Formación da comienzo a un gradual proceso de retracción del nivel del mar.

Formaciones Challacó y Punta Rosada

La Formación Challacó fue definida por de Ferrariis (1947), mientras que la Formación Punta Rosada fue definida por Digregorio (1972). Ambas unidades formacionales se desarrollan en el subsuelo y representan facies arenosas y conglomerádicas de ambiente fluvio-aluvial. Se le ha asignado una edad bajociana tardía- calloviana temprana.

Formación Tábanos

Lambert (1956) introdujo en la literatura geológica a este importante evento evaporítico del Jurásico andino en el área de la sierra de Vaca Muerta. Posteriormente, Stipanovic (1966) describió esta unidad en el sur de Mendoza como Formación Tábanos. Ha sido asignada al Calloviano y se encuentra conformada por paquetes de calcáneos-yesosos blanco grisáceos de 25 a 30 m de espesor; cuando disminuye el contenido de yeso se desarrollan bancos de calizas macizas de color gris oscuro y niveles de brecha calcárea intraformacional. Estas evaporitas estarían confinadas a la zona de talud y centro de cuenca en condiciones hipersalinas (Legarreta y Uliana, 1999). Las mismas representan un estadio final de acumulación donde se verifica la restricción del ambiente marino, aunque sin

pérdida total de conexión con el mar abierto, asociado a un momento de déficit de suministro clástico (Gulisano *et al.*, 1984).

Mineralización asociada

Las mineralizaciones hospedadas en esta Formación se encuentran a unos 5 km al este de la localidad de Loncopué y en el Cordón de Cuchillo Cura (sierra de la Vaca Muerta). Los depósitos más característicos, próximos a la comarca de Loncopué, son La Rosita, La Florcita, Araucana y La Resbalosa, entre otras (Figura III-4). Estos se manifiestan como mantos estratoligados de baritina producto de procesos principalmente de reemplazo (de Barrio *et al.*, 2014). Asociado a los niveles estratiformes suele manifestarse un manto calcáreo muy diagenizado, conocido localmente como “*marmolina*”. Está compuesto por un mosaico esparítico de calcita y baritina con marcados rasgos de recristalización. Por su parte, los depósitos más representativos que se encuentran en el Cordón de Cuchillo Cura son San Charbel, La Sorpresa, La Lía y otras. Estos se presentan marcadamente relacionados a niveles carbonáticos, con laminación algal, que limitan en su techo y en su base al banco mineralizado.

GRUPO LOTENA

El Grupo Lotena conforma un ciclo sedimentario de extensión regional definido originalmente por Groeber (1946) como Loteniano. Leanza (1992) propuso substituir este término por el de Grupo Lotena, adoptado posteriormente por diversos autores (Figura III-3). Se encuentra definido entre las discordancias regionales, Intracalloviana por la base e Intramálmica por su tope (Dellapé *et al.*, 1979; Gulisano *et al.*, 1984), quedando representado temporalmente entre el Calloviano medio (163 Ma) y el Oxfordiano tardío (154 Ma). Los sectores donde aflora este Grupo son: sierra de Vaca Muerta, anticlinal de Picún Leufú, Loncopué y Chacay Melehue. Las Formaciones que lo integran constituyen el ciclo de sedimentación transgresivo-regresivo Loteniano-Chacayano de Gulisano *et al.* (1984).

Formación Lotena

Esta unidad formacional fue establecida originalmente por Weaver (1931), derivando su nombre del cerro Lotena. Dellapé *et al.* (1978) separaron las capas rojas que formaban parte de la vieja Formación Lotena de Weaver (1931) y quedó entonces reducida a sedimentitas de naturaleza marina, con una edad acotada para el Calloviano medio. Litológicamente se le reconocen tres tramos en el área de la sierra de la Vaca Muerta, areniscas y conglomerados hacia la base que son cubiertos por pelitas gris verdosas rematando con cuerpos arenosos de ambiente marino por debajo del nivel de ola (Leanza y Hugo, 1997), pudiendo alcanzar espesores hasta 350 metros.

Mineralización asociada

Las mineralizaciones que se emplazan en esta Formación se encuentran a unos 5 km al este de la localidad de Loncopué. Los depósitos más característicos son La Rosita, La Resbalosa y La Florcita, que además de presentar la mineralización mantiforme descripta anteriormente, hospedan vetas de baritina con escasas proporciones de sulfuros (galena y esfalerita). Estas representan rellenos de fracturas de rumbo predominante ONO-ESE que alcanzan varios centenares de metros de longitud y espesores por lo general de hasta 2 m (de Barrio *et al.*, 2014).

Formación La Manga

Esta unidad ha sido definida formalmente por Stipanovic (1966), adecuando el término Manguense propuesto previamente por Stipanovic y Mingramm en Groeber (1952). Los depósitos fueron acumulados durante el Caloviano tardío-Oxfordiano y constituyen uno de los eventos carbonáticos más característicos del relleno de la cuenca. Está constituida por calizas muy duras, gris azuladas, con concreciones y algunas intercalaciones arenosas, registrándose en el área de la sierra de Vaca Muerta espesores que oscilan entre 10 y 120 metros. En algunos casos las calizas presentan notables abultamientos interpretados como verdaderos arrecifes de corales y esponjas. Estudios sedimentológicos de detalle se deben a Matheos (1988); Gulisano y Pleimling (1995). Estos últimos autores dividieron a la unidad en tres tramos: *inferior*, donde se interpreta que los paquetes de calizas (wackestone) corresponden a la porción intermedia de una rampa carbonática; *medio*, inicialmente depositado en un ambiente litoral clástico, gradando progresivamente a la parte intermedia o distal de una rampa carbonática, mientras que los paquetes de calizas (grainstone) de la parte *superior* pertenecen a ambientes de plataforma externa.

Formación Auquilco

La Formación Auquilco fue establecida por Weaver (1931), no obstante el primero en dar a conocer esta unidad en la literatura geológica fue Schiller (1912), quien la denominó con el término Yeso Principal. Es una sucesión evaporítica blanquecina de hasta 400 m de espesor que constituye, junto con la Formación La Manga, uno de los principales eventos de restricción marina en el ámbito de la cuenca Neuquina. Aflora a lo largo del núcleo septentrional de la sierra de la Vaca Muerta, oeste de Chos Malal, Chacay Melehue y en la Yesera del Tromen en el norte de la provincia del Neuquén. Litológicamente está compuesta por calizas organógenas (boundstone criptoalgales), laminadas con estructuras tipo *tepee*, brechamiento y nódulos de anhidrita y yeso. La secuencia evaporítico-carbonática forma varves de sulfato-carbonato micrítico indicando condiciones someras, no más allá de los 100

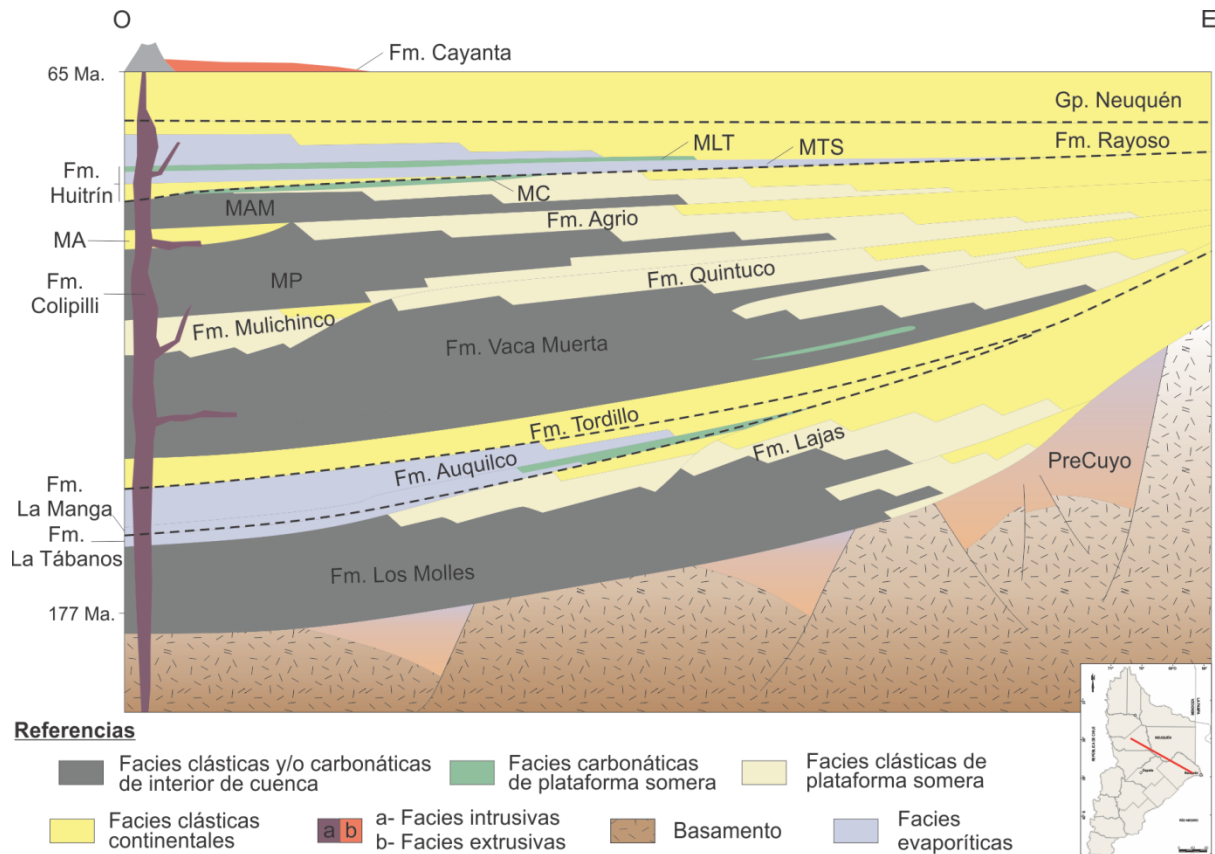


Figura III-3. Corte esquemático que ilustra las principales unidades de la Cuenca Neuquina y la distribución de las mineralizaciones. (Modificado de Legarreta, 1999). **MP**: Miembro Pilmatué. **MA**: Miembro Avilé. **MAM**: Miembro Agua de la Mula. **MTS**: Miembro Troncoso superior. **MLT**: Miembro La Tosca.

metros de profundidad (Nickelsen *et al.*, 1985). La asociación de facies de esta unidad implica que se habría desarrollado en un cuerpo de aguas someras e hipersalinas vinculadas de manera restringida con el océano Pacífico, lo que habría producido cambios relativos del nivel de base dentro del depocentro (Legarreta, 2002).

Mineralización asociada

Los depósitos asociados a esta unidad se hospedan en la discontinuidad entre un nivel carbonático cuspidal de la Formación Auquilco y las areniscas de la Formación Tordillo. Los más representativos son las minas Achalay y Llao Llao, ambas ubicadas en la sierra de la Vaca Muerta (Figura III-4). La mina Achalay se localiza en el extremo nororiental del Cordón Curymil; la mineralización se manifiesta como un manto estratoligado de baritina, producto de procesos principalmente de reemplazo con espesores variable entre 1 y 4 metros con escasas cantidades de sulfuros (galena). La mina Llao Llao se encuentra en el extremo norte del Cordón de Cuchillo Curá, unos 7 km al oeste de mina Achalay. Esta mineralización se presenta como bancos de celestina y baritina producto de procesos principalmente de reemplazo, asociados con sulfuros de Fe diseminados. Estos depósitos han sido objeto de distintas interpretaciones genéticas, Del Blanco y Barbieri (1999) y Brodtkorb y Danieli

(2011) sostienen un origen singenético, mientras que [Hayase y Bengochea \(1975\)](#) y [de Barrio et al. \(2014\)](#) plantean un origen epigenético hidrotermal.

GRUPO MENDOZA

El término Mendociano fue establecido por [Groeber \(1946\)](#) como parte del subciclo Ándico, donde agrupó con sentido de pisos estratigráficos al Vacamuertense, Quintucoense, Mulichincoense y Agrioense. Originalmente estas unidades ya habían sido reconocidas por [Weaver \(1931\)](#) como entes formacionales. [Stipanivic et al. \(1968\)](#) adecuaron el término Mendociano a la nomenclatura estratigráfica vigente para la época, estableciendo por primera vez la denominación de Grupo Mendoza. Este se encuentra limitado en su base por la discordancia Intramálmica o Araucánica (154 Ma) y en su techo por la discordancia Intrabarremiana o Pampatrílica (127 Ma). Dentro de la zona de estudio, este grupo es el que se encuentra más ampliamente representado, con excelentes afloramientos (Figura III-4 y 5). El rango cronoestratigráfico abarcaría desde el Tithoniano hasta el Barremiano ([Leanza et al., 1977](#); [Aguirre Urreta y Rawson, 1997](#)), momento en el que la cuenca comienza a perder su conexión marina. El conjunto de sus Formaciones, tanto de carácter marino como continental, constituye una pila sedimentaria de hasta 2.500 metros de espesor ([Digregorio y Uliana, 1980](#)).

Formación Tordillo

Inicialmente estas sedimentitas fueron definidas por [Groeber \(1946\)](#) como *Tordillense* que representan el final del subciclo Chacayano. Posteriormente [Stipanivic y Mingramm](#) en [Groeber \(1952\)](#) consideran a estas sedimentitas como los depósitos iniciales del ciclo Ándico, dado que se ubican por encima de la discordancia Intramálmica o Araucánica. Este criterio ha sido luego seguido por diversos autores como [Stipanivic \(1969\)](#), [Leanza et al. \(1977\)](#), [Legarreta y Gulisano \(1989\)](#), [Vergani et al. \(1995\)](#), entre otros. Es de mencionar que existen otros criterios en cuanto a su ubicación y posición estratigráfica pero no son objeto de discusión en este estudio. Por su parte esta unidad también ha recibido distintas denominaciones dependiendo en qué sector de la cuenca se encuentre. En el subsuelo del Engolfamiento Neuquino es correlacionable con las Formaciones Sierras Blancas y Catriel, mientras que en el sector sudoeste de la cuenca recibió la denominación de Formación Quebrada del Sapo ([Digregorio, 1972](#)).

La Formación Tordillo es una unidad predominantemente clástica con un amplio desarrollo en el Jurásico tardío (Kimmeridgiano). Estudios recientes de U/Pb realizados en zircones detríticos de esta Formación mostraron una estimación de la edad máxima de depositación de 144 Ma ([Naipauer et al., 2014](#)). Litológicamente se compone de conglomerados verdosos a rojizos, areniscas y pelitas, con espesores de acumulación muy

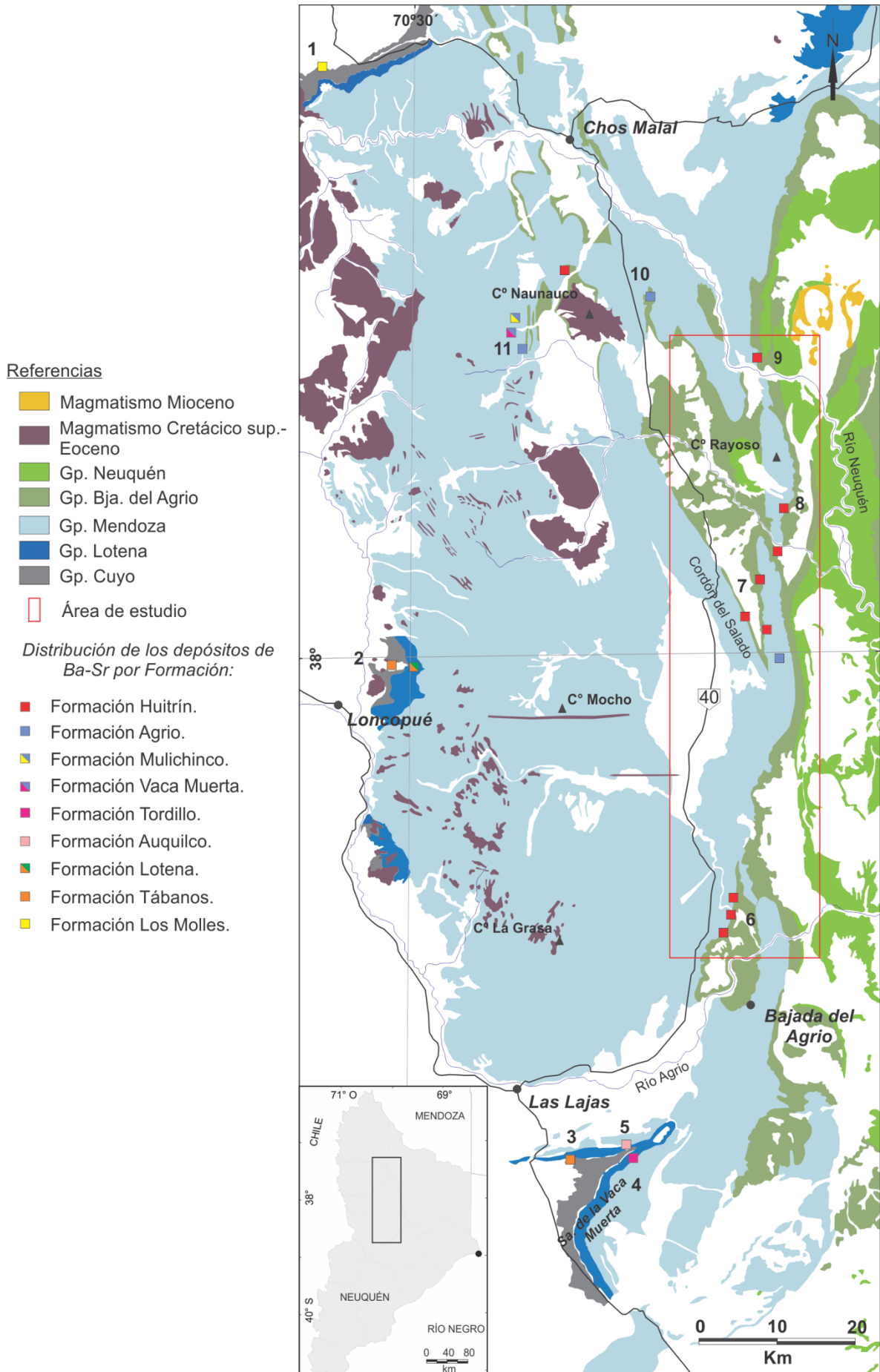


Figura III-4. Mapa geológico regional con la distribución de las principales mineralizaciones de Ba-Sr: 1- mina Arroyo Nuevo. 2- área de Loncopué (minas La Rosita y La Florcita), 3- mina San Charbel. 4- mina Achalay. 5- mina Llao Llao. 6- Distrito Bajada del Agrio (minas 3, 4 y 5 de Noviembre, Santa Bárbara y Santa Ana). 7- Cordón del Salado-C° Pichi Mula (mina Dios Alado, El Endemoniado, La Nicolasa y otras). 8- Grupo Continental (minas Cecilia, Graciela, Santa Elena y otras). 9- mina Barda Klein. 10- Área Naunauco-Taquimilán (minas Don Candelario, Clementina y otras). 11- Distrito Colipilli (minas San Eduardo, Julio César, Cerro Diablo y otras).

variables de hasta 800 m. Estas sedimentitas fueron depositadas en diferentes paleoambientes sedimentarios no marinos, los cuales abarcan abanicos aluviales, fluviales, eólicos, lacustres, fluviales efímeros y de “playa-lake” (Arregui, 1993; Veiga y Spalletti, 2007; Zabala *et al.*, 2008; Spalletti *et al.*, 2011a). Si bien esta Formación no aflora en el área de estudio, se han obtenido evidencias de su manifestación en el subsuelo, mediante la información suministrada por la perforación RA.x-1 que la atraviesa parcialmente. En sectores externos pero cercanos al área de trabajo aflora en la sierra de la Vaca Muerta, constituyendo el núcleo del anticlinal de Mallín Quemado, y en las cercanías de la localidad de Loncopué, en la margen izquierda del río Agrio (Figura III-5a).

Mineralización asociada

Las mineralizaciones que se emplazan en esta Formación se ubican en el extremo nororiental del Cordón Curymil en el área del cerro Mallín Quemado (Figura III-4). Los depósitos más característicos son las minas Achalay, Río Agrio y La Porfía, que se encuentran constituidas principalmente por vetas de baritina y proporciones minoritarias de sulfuros (galena y esfalerita). Estas estructuras vetiformes se encuentran rellenando fracturas de rumbo variable entre NE-SO (Achalay) y NNE-SSO (Río Agrio y La Porfía), que alcanzan varios centenares de metros de longitud y espesores variables de hasta 10 metros. La roca de caja invariablemente está compuesta por las areniscas de la Formación Tordillo que presentan alteración sericítica y silícica. En las vetas Achalay y Río Agrio, fue identificada además adularia, feldespato asociado al cuarzo, minerales característicos de una paragénesis epitermal (Del Blanco y Barbieri, 1999; de Barrio *et al.*, 2014).

Formación Vaca Muerta

La Formación Vaca Muerta fue definida originalmente por Weaver (1931) para designar al conjunto “...of Tithonien strata...” constituido por “...dark gray calcareous shale...” en la sierra de Vaca Muerta (tomado de Leanza *et al.*, 1977). Litológicamente está representada por un conjunto de pelitas negras laminadas ricas en materia orgánica e intercalaciones de calizas portadoras de abundante fauna amonitifera. Sobre la base de la bioestratigrafía se le ha asignado una edad tithoniana a valanginiana temprana. La sedimentación de esta Formación representa un episodio de transgresión que indicaría un rápido ascenso del nivel mar y el restablecimiento de la conexión de la cuenca con el océano Pacífico (Legarreta y Uliana, 1991). Este evento de inundación dio lugar a un ambiente marino de “off-shore”, con el fondo en condiciones anaeróbicas (Uliana *et al.*, 1999). El modelo deposicional propuesto

para la asociación de facies, indica un ambiente de rampa carbonática caracterizado por procesos de decantación suspensiva de material silicoclástico y carbonático. Esta importante unidad está subdividida en dos Miembros: *Los Catutos*, definido por [Leanza y Zeiss \(1990\)](#) en [Leanza et al. \(2011\)](#) que corresponde a una unidad homogénea de calizas e intercalaciones margosas y *Huncal*, definido por [Leanza et al. \(2001\)](#) que corresponde a un paquete de areniscas de edad berriasiana.

La Formación Vaca Muerta (Figura III-5b y c) representa la unidad estratigráfica más extensa del Grupo y ha sido muy estudiada por ser valiosa roca madre de hidrocarburos en la cuenca Neuquina. La sección basal de esta Formación es la que presenta mayores contenidos en materia orgánica, con un promedio de 4% COT (Carbono Orgánico Total) y picos que pueden alcanzar el 12% ([Legarreta et al., 1999](#)). Cabe mencionar que con frecuencia en los tramos pelíticos aparecen niveles epigenéticos de aragonita y calcita fibrosa, desarrollados en forma paralela a la estratificación denominados “beef”. Estas estructuras se encuentran ampliamente distribuidas y estarían indicando sobrepresión de fluidos durante la generación de hidrocarburos ([Rodríguez et al., 2009](#)).

La Formación Vaca Muerta grada hacia arriba y/o se interdigita con los depósitos de la Formación Quintuco ([Leanza, 1973](#), [Gulisano et al., 1984a](#); [Leanza et al., 2011](#)). Con referencia al tramo estratigráfico conocido como Formación Quintuco ha sido empleado con disímiles acepciones, tanto en superficie como en subsuelo. Este constituye el conjunto de sedimentitas silicoclásticas marinas acumuladas en el segmento “nearshore” durante el Berriasiano tardío al Valanginiano temprano ([Leanza et al., 2011](#)).

Mineralización asociada

En el área de cerro Diablo y cerro los Bueyes situados al norte de Colipilli (Figura III-4). [Llambías y Malvicini \(1978\)](#) describen vetas de sulfuros de metales base con baritina, que son producto de procesos de relleno y reemplazo combinados. Estas vetas se encuentran encajadas en sedimentitas de la Formación Vaca Muerta y siguen a grandes rasgos el sistema principal de diaclasamiento del área, que es oblicuo y/o normal a los ejes de los pliegues.

Formación Mulichinco

La Formación Mulichinco fue reconocida y subdividida por [Weaver \(1931\)](#) para designar al conjunto de sedimentos comprendido entre las Formaciones Quintuco y Agrio. Su localidad tipo se encuentra en la región de los cerros Mulichinco y Mocho en el centro oeste de Neuquén. Constituye un paquete predominantemente arenoso con sedimentitas continentales y marinas, que se desarrolló durante e inmediatamente poco después del descenso del nivel del mar en el Valanginiano temprano ([Gulisano et al., 1984a](#)), probablemente influenciado por un alzamiento tectónico ([Vergani et al., 1995](#); [Schwarz et al.,](#)

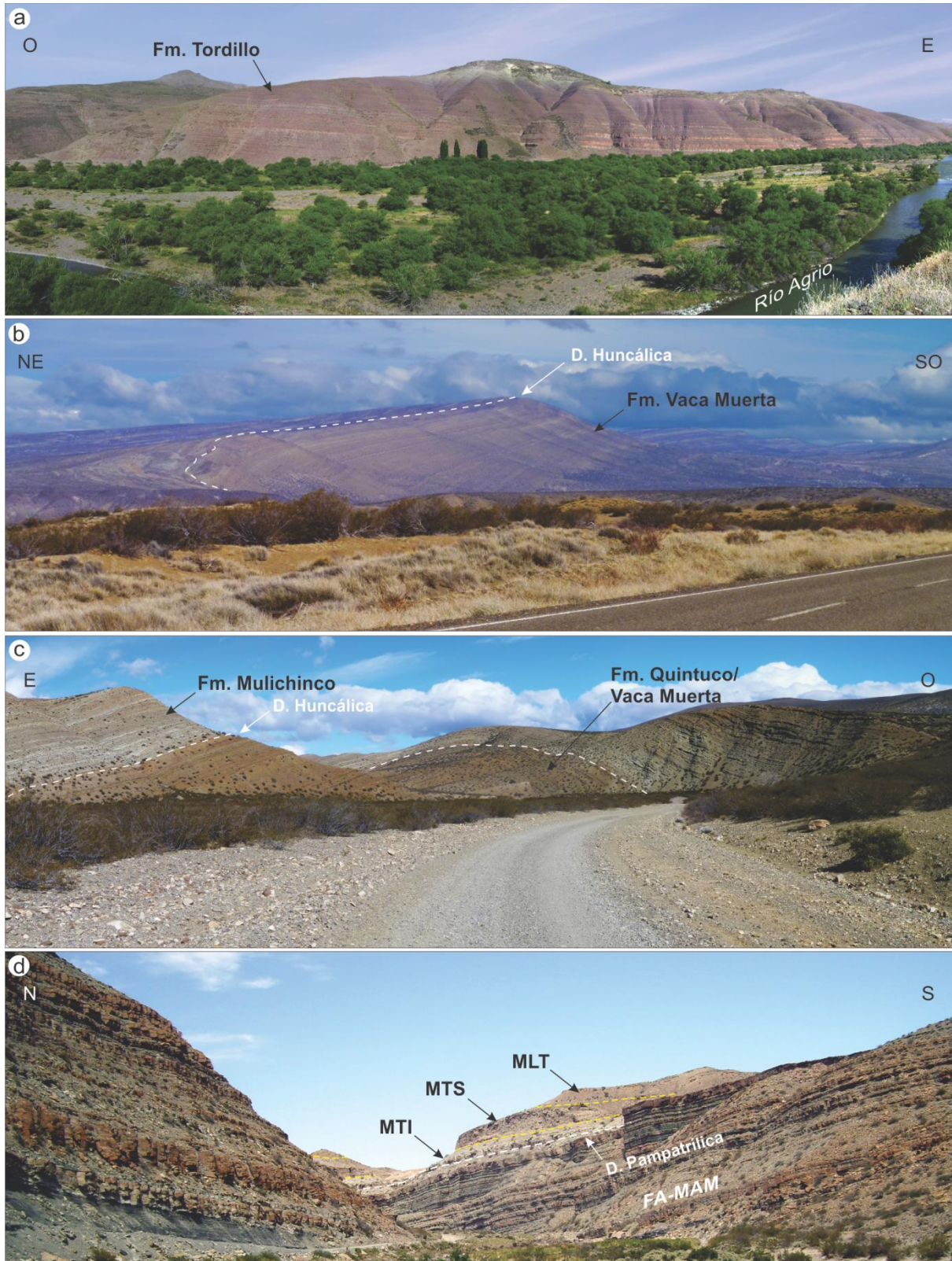


Figura III-5. **a-** Afloramientos de la Formación Tordillo en las proximidades de Loncopué **b-** Afloramientos de la Formación Vaca Muerta en la sierra homónima. **c-** Afloramientos de la Formación Mulichinco y Vaca Muerta en el corte del río Salado junto a la vieja Ruta 40. **d-** Aspecto de los afloramientos de Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio (FA-MAM) en el corte del río Pichi Neuquén. Hacia arriba se observa la depositación de la Formación Huitrín, constituida por los Miembros Troncoso inferior (MTI), superior (MTS) y La Tosca (MLT). D.: Discordancia.

2006). La caída relativa del nivel del mar dejó expuestas extensas áreas de los depósitos marinos depocentrales (Formación Vaca Muerta) y de plataforma (Formación Quintuco), por lo que en la región austral y central de la cuenca los depósitos continentales de la Formación Mulichinco apoyan sobre las sedimentitas marinas previas (Schwarz *et al.*, 2011).

En el área de la sierra de la Vaca Muerta la base se define en coincidencia con la aparición de conglomerados y areniscas conglomerádicas con rodados de rocas volcánicas y su techo se define con un banco de calizas. En la zona de estudio se encuentra bien representada, aflorando principalmente en bandas norte-sur, siguiendo los flancos de las estructuras anticlinales como es el caso del anticlinal Punta Alta y en el extremo sur del Cordón del Salado (Figura III-5c).

Mineralización asociada

En el cerro Negro ubicado al oeste de Collipili, Llambías y Malvicini (1978) describieron vetas de baritina, óxidos de hierro y sulfuros de metales base. Las minas que se ubican en los faldeos del cerro son: Julio César, La Indígena, La Bruja, entre otras (Figura III-4). Los depósitos vetiformes siguen un sistema de fracturas de orientación NE de reducida potencia. Las vetas son el relleno de brechas y se formaron por sucesivos pulsos mineralizantes.

Formación Agrio

Esta unidad ha sido definida por Weaver (1931) en la sección media del río Agrio y representa una importante fase transgresiva que se registró a fines del Valanginiense temprano-Hauteriviense tardío, apoyándose en concordancia sobre la Formación Mulichinco en el sector central de la cuenca. Originalmente ha sido subdividida en tres Miembros: Inferior, Avilé y Superior. Posteriormente los miembros Inferior y Superior fueron red denominados como Pilmatué y Agua de la Mula, respectivamente (Leanza y Hugo, 2001). Estos dos últimos miembros han sido depositados en ambientes marinos, compuestos predominantemente por pelitas y pelitas calcáreas verdes a gris oscuras, con intercalaciones limo-arenosas y de calizas bioclásticas (Leanza y Hugo, 2002; Lazo *et al.*, 2003). En ellos es abundante la fauna de invertebrados, predominando los bivalvos y amonites, aunque localmente son comunes los corales, los crustáceos y los equinodermos. Por el contrario, el Miembro Avilé marca un importante evento de desecación de la cuenca y representa un excelente horizonte guía. Estas areniscas del Hauteriviense inferior alto, descansan en partes sobre una superficie incidida (Veiga y Vergani, 1993) representada por facies lacustres, fluviales y eólicas (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1988).

Estratigráficamente por encima del Miembro Agua de la Mula se desarrolló un complejo sedimentario clástico-carbonático-evaporítico denominado Miembro Chorreado, el cual presenta controversia en cuanto a su posición estratigráfica. En éste se han diferenciado dos secciones, denominadas informalmente *inferior* y *superior* (Gutiérrez Pleimling, 1991),

caracterizadas por la alternancia clástica-carbonática en la primera y con mayor predominio de evaporitas en la segunda. Estas corresponden a un ambiente de acumulación marino restringido, depositadas sobre una rampa carbonática de suave pendiente (Gutiérrez Pleimling, 1991). Originalmente, Groeber (1946) estableció a esta unidad como el término basal del Huitriniano. Legarreta y Gulisano (1989) si bien la han dejado dentro de la Formación Huitrín, la incluyen en la Mesosecuencia Mendoza Superior, quedando implícita su inclusión en el Mendociano, y relacionándola más a una restricción del mar abierto que existía durante la deposición del Miembro Agua de la Mula, que a la rápida continentalización ocurrida en el Troncoso inferior (Vergani *et al.*, 2002). Siguiendo la información antes mencionada, más observaciones de superficie, Leanza *et al.* (2003) incluyeron al Miembro Chorreado dentro del Mendociano, como término cuspidal de la Formación Agrio, considerando que la notable discordancia presente en la base del Miembro Troncoso constituye un elemento práctico e insoslayable para la separación entre el Mendociano y el Huitriniano (Leanza, 2003). En esta investigación se sigue el esquema estratigráfico planteado por este último autor.

En el sector centro-sur del área de estudio los Miembros Pilmatué, Avilé y Agua de la Mula se encuentran ampliamente distribuidos (Figura III-5d), encontrándose sus mejores afloramientos en los flancos y núcleos de los grandes anticlinales, como en el anticlinal del río Agrio, el Cordón del Salado, el anticlinal Pichi Mula, el cerro Rayoso, entre otros. En el caso del Miembro Chorreado recién comienza a manifestarse a la latitud del cerro Naunauco.

Mineralización asociada

Las mineralizaciones que se emplazan en esta Formación son de tipos mantiforme y vetiforme de carácter estratoligado. En el área del cerro Naunauco, se encuentran las minas de Don Candelario-Clementina situadas al sudeste de la localidad de Chos Malal. La mineralización se encuentra hospedada en el Miembro Chorreado y se manifiesta como un manto estratoligado de celestobaritina, producto de procesos principalmente de reemplazo, con escasa presencia de sulfuros de Fe y dolomitización como principal alteración. En las proximidades de Colipilli, situada al SO de Chos Malal, se encuentran las minas San Eduardo y La Bienvenida (Figura III-4). Estas últimas presentan una mineralización esencialmente mantiforme de baritina, asociada íntimamente a niveles carbonáticos laminados que han sido asignados a la parte cuspidal de la Formación Agrio (Llambías y Malvicini, 1978) o al Miembro Troncoso superior de la Formación Huitrín (de Barrio *et al.*, 2009).

Las estructuras discordantes en el área de Collipili se encuentran en las minas San Eduardo, Julio César, Poco Vales y otras. El rumbo general de estas estructuras vetiformes es NE-SO y presentan alrededor de un metro de espesor (Llambías y Malvicini, 1978).

Cuentan con una textura brechosa, donde el sulfato de Ba se encuentra cementando a clastos de caliza. Asimismo se ha superpuesto a la mineralización barítica una paragénesis de sulfuros de metales base (galena, esfalerita, calcopirita y pirita) que conforman estructuras brechosas, asociadas a fallamiento (de Barrio *et al.*, 2014).

En el área de estudio se identificaron estructuras vetiformes brechosas que se encuentran emplazadas en los Miembros Pilmatué y Agua de la Mula. Se ubican en los cerros anticlinales Pichi Mula y La Seña, donde constituyen dos sistemas orientados ENE-OSO y NE-SO, respectivamente. Presentan espesores máximos de 1,5 metros y están asociadas a fallamiento; las estructuras brechosas se encuentran cementadas principalmente por baritina y calcita acompañadas en menor proporción de galena y minoritariamente calcopirita.

GRUPO BAJADA DEL AGRIO

El Grupo Bajada del Agrio fue propuesto por Méndez *et al.* (1995) en reemplazo de Grupo Rayoso (Uliana *et al.*, 1975a y b), debido a que esta denominación no se condice con las recomendaciones del Código Argentino de Nomenclatura Estratigráfica. De acuerdo a Legarreta y Gulisano (1989) el Grupo Rayoso incluye a las Formaciones Huitrín (Barremiano-Aptiano) y Rayoso (Albiano -Cenomaniano inferior) limitado en su piso y en su techo por los Grupos Mendoza y Neuquén, respectivamente. Las sedimentitas huitrinianas y rayosianas han sido afectadas por discontinuidades importantes: la discordancia Miránica Inicial (Intrabarremiana, 127 Ma) en la base del Miembro Troncoso, la discordancia Miránica Intermedia (Intraptiana, 117 Ma) en la base del Miembro Rincón, y la discordancia Miránica Principal (límite Albiano/Cenomaniano, 99 Ma) en la base de la Formación Candeleros.

Formación Huitrín

Esta denominación se debe a Groeber (1929) quien introdujo por primera vez en la literatura geológica la identificación de estas características capas del Cretácico Temprano de la Cuenca Neuquina. Años más tarde Groeber (1946) propuso la denominación de Huitriniano para designar a los mismos estratos y subdividió al Huitriniano en *Chorreadense*, *Troncosense*, *Tosquense*, *Salinense* y *Rincoenense*. De acuerdo con las normas de nomenclatura estratigráficas más recientes, el término Huitriniano fue reemplazado por Formación Huitrín. No obstante, los alcances y límites de esta clásica unidad han variado según las distintas interpretaciones de los diferentes autores (Groeber, 1929; Weaver, 1931; Groeber, 1946; Herrero Ducloux, 1946; Uliana *et al.*, 1975a y b; Legarreta 1985; Legarreta y Gulisano, 1989; Gutiérrez Pleimling, 1991; Vergani *et al.*, 2002; Leanza, 2003; entre otros). Aquí consideraremos el esquema estratigráfico propuesto por Leanza (2003) donde la Formación Huitrín queda constituida por los Miembros Troncoso Inferior y Superior, La

Weaver (1931)	Herrero Ducloux (1946)	Uliana et al. (1975b)	Leanza (2003)
Fm. Carranza	Grupos del Neuquén Central	Grupo Neuquén	Grupo Neuquén
Fm. Ranquiles	Areniscas rojizas que forman filo	Mb. C. de la Zorra	Mb. C. de la Zorra
		Mb. Pichi Neuquén	Mb. Pichi Neuquén
	Areniscas rojizas blandas	Mb. Quili Malal	Mb. Quili Malal
Fm. Neuquén	Arcillas y areniscas rojizas en bancos gruesos	Mb. Rincón	Mb. Rincón
Fm. Rayosa	Arcillas multicolores blandas	Mb. Salina	Mb. Salina
		Mb. La Tosca	Mb. La Tosca
		Mb. Troncoso inf.	Mb. Troncoso ^{sup.} inf.
Fm. Agrio	Yeso de Transición		Mb. Chorreado
			Mb. Agua de la Mula
			Mb. Agua de la Mula
			Mb. Avilé
			Mb. Pilmatué

Figura III-6. Esquema estratigráfico tomado para esta tesis. Subdivisiones de las Formaciones Agrio (Grupo Mendoza), Huitrín y Rayoso (Grupo Bajada del Agrio).

Tosca y Salina (Figura III-6). Dentro de la zona de estudio esta Formación se encuentra bien representada en los flancos de las grandes estructuras anticlinales, donde se pueden reconocer los distintos miembros que componen la unidad.

Miembro Troncoso

El Miembro Troncoso definido originalmente por [Groeber \(1946\)](#) se apoya en discordancia, como ya se ha mencionado, sobre el Miembro Chorreado o cuando este se encuentra ausente ya sea por erosión o no deposición, yace directamente sobre el Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio (Figura III-3). Esto es debido al marcado descenso del nivel de base, que dio lugar a la incisión de valles fluviales en las capas marinas subyacentes, generando la discordancia que actúa como límite inferior de la Meso-secuencia Huitrín. Esta discordancia fue identificada por primera vez por [Stipanovic y Rodrigo \(1970\)](#) como fase Miránica Inicial pero luego mediante evidencias de carácter paleontológico fue reubicada cronoestratigráficamente y se cree ha tenido lugar durante el Barremiano y no en el Aptiano como consideraban [Legarreta y Gulisano \(1989\)](#). Actualmente se la considera como Intrabarremiana o Pampatrítica ([Leanza, 2009](#)), estando muy bien expuesta en la comarca del Pampa Tril, de donde deriva su nombre. En el sur de Mendoza, [Legarreta y Boll \(1982\)](#) y [Legarreta \(1985\)](#) dividieron al Miembro Troncoso en dos secciones: una inferior dominada por depósitos clásticos y otra superior de naturaleza evaporítica.

La sección inferior del Miembro Troncoso, denominado Troncoso inferior (Figura III-7b), constituye una unidad clástica de origen continental compuesta por depósitos fluviales y eólicos, ampliamente representados en el centro y norte de la provincia de Neuquén (Veiga y Vergani, 2011). Internamente se le reconocen dos secciones; una basal de facies arenosa que caracteriza a un ambiente fluvial y el tramo superior, desvinculado del anterior, representado por facies arenosas de origen eólico relacionadas a un campo de dunas (Vergani *et al.*, 2002; Masarik, 2002; Veiga *et al.*, 2005; Strömbäck *et al.*, 2005). Esta unidad corresponde a la porción inferior clástica de los depósitos originalmente asignados al *Troncosense* de Groeber (1946) y que tienen su localidad tipo en la Bajada del Troncoso en las cercanías de Buta Ranquil al norte de la provincia del Neuquén (Leanza, 2003). Posteriormente y como resultado de una brusca inundación, se interrumpe súbitamente el desarrollo clástico previo, conformándose los depósitos evaporíticos de la sección superior del Miembro Troncoso (Figura III-7a y b). Originalmente este miembro fue parte del Yeso de Transición de Groeber (1929) y de Herrero Ducloux (1946). En el modelo interpretativo del Huitriniano de Uliana *et al.* (1975 a y b), se denomina Miembro La Tosca “horizonte YC” (yeso-caliza) que corresponde en una parte a la sección superior del Troncoso evaporítico de Legarreta y Boll (1982), en tanto que la caliza pertenece al Miembro La Tosca.

La depositación se debe a la tendencia ascendente del nivel del mar, que dio lugar a una nueva inundación de la cuenca, pero en este caso con aguas hipersalinas (Legarreta y Uliana, 1991), atestiguando una conexión restringida con el océano Pacífico que mantuvo el balance hidrológico negativo, y que dio lugar al depósito de las evaporitas del Miembro Troncoso Superior (Gabriele, 1993). Este evento culmina con el depósito del Miembro La Tosca, acumulado en un sistema de rampa con aguas de salinidad algo apartada de la condición marina normal.

Miembro La Tosca

El Miembro La Tosca (Figura III-7a) fue originalmente descrito por Groeber (1946). Este ha sido considerado como integrante de la Formación Huitrín desde su descripción original; otras importantes contribuciones que caracterizan a este Miembro se deben a Uliana *et al.* (1975), Legarreta (1985), Gutiérrez Pleimling (1991), Cabaleri y Armella (1993) y Leanza (2003), entre otros. El Miembro La Tosca se apoya en concordancia sobre el Miembro Troncoso y su límite superior es contrastante debido a la presencia de arcilitas varicolores yesíferas del Miembro Salina, las que lo cubren concordantemente (Leanza, 2003). Está compuesto principalmente por calizas y dolomías castañas claras de tipo wackestone-packstone esqueléticas y grainstone oolíticas. Presenta además una estratificación tabular bien definida con intercalaciones de pelitas laminares. En los planos de estratificación es común la presencia de conchillas de bivalvos bien preservadas. Estudios sedimentológicos

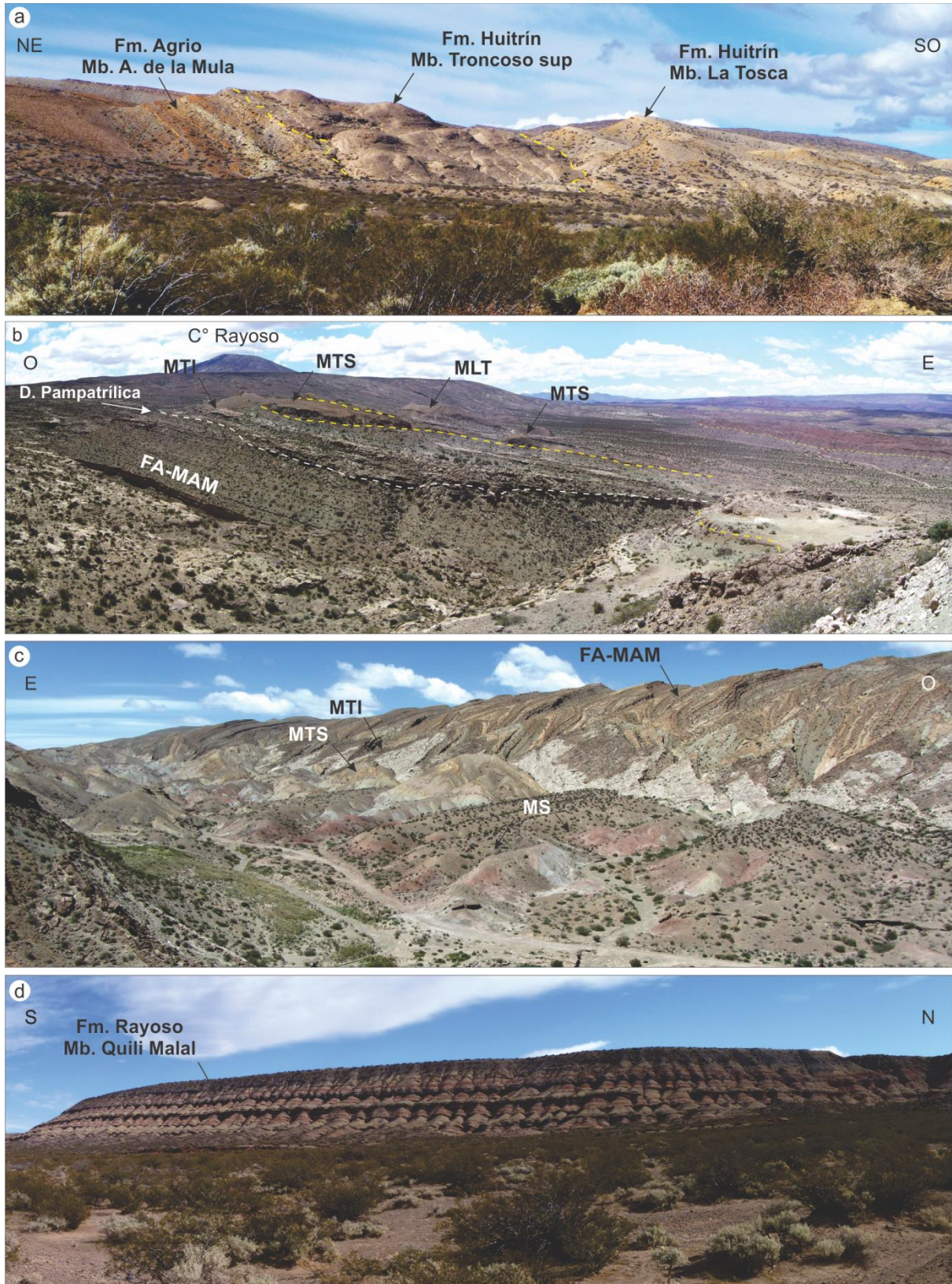


Figura III-7. **a-** Afloramiento de la Formación Agrio (Miembro Agua de la Mula-**MAM**) y Huitrín (Miembros Troncoso Superior-**MTS** y La Tosca-**MLT**) en el río Salado. **b-** Afloramiento de la Formación Agrio y Huitrín (Miembro Troncoso Inferior-**MTI**) al sur del C° Rayoso. **c-** Aspecto de los afloramientos del Miembro Salina (**MS**) en el flanco oriental del C° La Seña. **d-** Miembro Quili Malal de la Formación Rayoso sobre la vieja ruta 40. **D.:** Discordancia.

de detalle ([Legarreta, 1985,1986](#)) indican que este Miembro fue depositado en un ambiente de rampa carbonática poco profunda con suave pendiente al noroeste, cuyas zonas costeras estaban parcialmente protegidas por barras oolíticas. Sobre la base de la fauna de bivalvos, [Lazo y Damborenea \(2011\)](#) infirieron que el Miembro La Tosca correspondería a un ambiente marino restringido con variaciones en parámetros ambientales, lo cual condicionó el desarrollo de una fauna estrictamente euhalina.

Miembro Salina

El Miembro Salina (Figura III-7c) fue considerado por [Groeber \(1946\)](#) como una unidad del Huitriniano, que cubre concordantemente al Miembro La Tosca a través de un contacto neto y es cubierto paraconcordantemente por el Miembro Rincón de la Formación Rayoso. Este límite representa la discordancia Intraplana que es un importante límite de secuencia depositacional, presentando una leve angularidad demostrada por [Cobbald y Rosello \(2003\)](#). Considerando el conjunto de evidencias litológicas presentes en el Miembro Salina, [Uliana et al. \(1975a\)](#) han estimado que las asociaciones de pelita-yeso-caliza están asociadas a un ambiente de lagunas someras de tipo sabkhas marginales y barreales (“mudflats”). Un interpretación alternativa fue brindada por [Ponce et al. \(2002\)](#), quienes postularon para estas sedimentitas un paleoambiente lacustre.

Mineralización asociada

Las mineralizaciones de esta unidad se sitúan en una faja de aproximadamente 100 kilómetros de longitud entre las localidades de Chos Malal por el norte y Zapala por el sur. Los depósitos más representativos son los del distrito Bajada del Agrio (minas 3, 4 y 5 de Noviembre; Santa Bárbara y Santa Ana, entre otras), Sierra de Chorriaca; Cordón del Salado y Cerro Pichi Mula (minas El Endemoniado, Dios Alado, El Minarete, Los Robertos, entre otras), Grupo Continental (minas Cecilia, Graciela, La Alondra, entre otras), mina Santa Elena, Balsa Huitrín y Taquimilán (Figura III-4).

Estas se manifiestan principalmente como mantos estratoligados de celestobaritina, producto de procesos de reemplazo hospedados en la base del Miembro Troncoso superior. Sin embargo, son frecuentes las cavidades rellenas de baritocelastina, reflejando procesos de disolución y redepositación de la mena. Estos procesos se manifiestan tanto en el Miembro Troncoso superior como en el de La Tosca, esencialmente en el área del Grupo Continental y Balsa Huitrín.

Formación Rayoso

Fue [Weaver \(1931\)](#) quien introdujo el término “*Rayosa Formation*” para definir una serie de areniscas y arcilitas yesíferas de tonalidades rojizas aflorantes en el área del cerro Rayoso y en el río Pichi Neuquén. Sin embargo, este nombre cayó en desuso por coincidir

con el *Salinense* de Groeber (1946). Herrero Ducloux (1946) interpretó a la Formación Rayoso como actualmente se la conoce. Esta denominación es empleada por numerosos autores, para identificar a las capas rojas comprendidas entre la Formación Huitrín y el Grupo Neuquén (Digregorio, 1972; Uliana *et al.*, 1975 a y b; Leanza, 2001; entre otros).

La Formación Rayoso está limitada por la discordancia Miránica Intermedia (Intraptiana, 117 Ma) en la base del Miembro Rincón (Leanza y Hugo, 1995), y la discordancia Miránica Principal (límite Albiano-Cenomaniano, 99 Ma) en la base de la Formación Candeleros. Los principales conocimientos de esta Formación se deben a Herrero Ducloux (1946); Groeber, (1946, 1952); Uliana *et al.* (1975a, b); Ramos (1981); Legarreta y Boll (1982); Legarreta (1985); Ponce *et al.* (2002) y Zavala *et al.* (2002), entre otros. Corresponde a una unidad clástico-evaporítica, acumulada en un medio predominantemente continental que marca la desconexión definitiva de la cuenca Neuquina con el océano Pacífico. El ambiente de depositación de esta Formación ha sido asociado a sistemas fluviales efímeros con extensos barreales y llanuras de inundación asociadas (Uliana *et al.* 1975). De acuerdo con el análisis efectuado por Leanza (2003), se considera que la Formación Rayoso está integrada por los Miembros Rincón, Quili Malal (Figura III-7d), Pichi Neuquén y Cañadón de la Zorra. Ramos, (1981) dividió a la Formación Rayoso en tres miembros bien definidos: Inferior, correlacionable con el Miembro Rincón; Medio, asimilable al Miembro Quili Malal y Superior, equiparable con los Miembros Pichi Neuquén y Cañadón de la Zorra. Sin embargo, Zavala *et al.* (2006) y Zabala *et al.* (2011) siguen el criterio litoestratigráfico de Herrero Ducloux (1946) de incorporar el Miembro Salina en la Formación Rayoso y plantean la subdivisión de la Formación en tres secuencias depositacionales.

III.1.2.3- Depósitos asociados al estadio de cuenca de antepaís

Hacia fines del Cretácico Temprano una horizontalización del ángulo de subducción de la Placa de Farallón generó un cambio hacia un régimen tectónico compresivo (Ramos, 1999). En este marco, se invirtieron muchas estructuras extensionales previas (Vergani *et al.*, 1995) y se generó la transición desde una cuenca marginal a una cuenca de antepaís (Franzese *et al.*, 2003). Esta etapa se caracterizó por la paulatina continentalización de los ambientes depositacionales, controlados mayoritariamente por una tectónica compresiva con la consiguiente generación de un frente de deformación y la migración hacia el este de los depocentros sedimentarios (Vergani *et al.*, 1995; Franzese *et al.*, 2003; Ramos y Folguera, 2005; Howell *et al.*, 2005).

GRUPO NEUQUÉN

Los depósitos que conforman este Grupo han sido identificados a lo largo del tiempo con diversos nombres. Uno de los términos litoestratigráficos más relevantes fue “*Estratos con*

Dinosaurios” (Keidel, 1917) pero los primeros en utilizar el nombre de Grupo Neuquén, en base a las reglas de nomenclatura estratigráfica fueron Stipanovic *et al.* (1968). Sin embargo el alcance de su definición fue dado por Cazau y Uliana (1973) y posteriormente modificado por Uliana y Dellapé (1981), Ramos (1981) y Garrido (2010). Este Grupo ha sido subdividido en tres Subgrupos: Río Limay (Ramos, 1981), Río Neuquén y Río Colorado (Cazau y Uliana, 1973). El Subgrupo Río Limay comprende las Formaciones Candeleros, Huincul y Cerro Lisandro, mientras que el Subgrupo Río Neuquén incluye las Formaciones Portezuelo y Plottier. Finalmente el Subgrupo Río Colorado se encuentra representado por las Formaciones Bajo de la Carpa y Anacleto.

El Grupo Neuquén aflora hacia el este de la zona de estudio (Figura III-4). Está conformado por depósitos clásticos continentales de edad cretácica superior, limitados en su base por la discordancia Patagónica y en su techo por la discordancia Huantráquica. Estas discordancias han sido ubicadas en la base del Cenomaniano y en el Campaniano Medio (Leanza, 2009; Tunik *et al.* 2010). Litológicamente está integrado por una sucesión de capas rojas (*“red beds”*) compuestas principalmente por areniscas, fangolitas y grauvacas, con una reducida participación de horizontes conglomerádicos. Estos depósitos son de origen predominantemente fluvial y presentan intercalaciones de episodios eólicos y lacustres. El ambiente tectosedimentario está vinculado al desarrollo de la fase de antepaís, como consecuencia del inicio de una tectónica compresional a fines del Cretácico Temprano (Tunik *et al.*, 2010).

III.1.3- RELLENO SEDIMENTARIO Y VOLCANISMO DE LA CUENCA NEUQUINA (CENOZOICO)

III.1.3.1- Depósitos sinorogénicos

La deformación en el Mioceno Tardío, se encuentra bien documentada por depósitos sinorogénicos que constituyen las Formaciones Puesto Burgos, Rincón Bayo y Conglomerado Tralalhué (Zamora Valcarce *et al.*, 2009). Los conglomerados Tralalhué han sido interpretados como el relleno de una cuenca de *piggy-back* desarrollada por detrás del cerro Naunauco (Ramos, 1998). El relleno sedimentario de esta cuenca se caracteriza mayormente por un conglomerado polimítico, de clastos angulosos a subangulosos y areniscas conglomerádicas de ambiente proximal. Fue datada sobre la base de restos fósiles por Repol *et al.* (2002) como de edad miocena media. Zamora Valcarce (2007) caracterizó las relaciones de discordancia y estudió las paleocorrientes de estos depósitos.

En el área de la Pampa del Agua Amarga se encuentran representadas las Formaciones Puesto Burgos y Rincón Bayo. La Formación Puesto Burgos fue propuesta por Leanza y Hugo (2001) para identificar a una sucesión sedimentaria caracterizada por arcillitas gris verdosas en la que se hospedan niveles de paleosuelos, areniscas tobáceas castaño rojizas

con lentes conglomerádicos y luego una alternancia de niveles de tobas blanquecinas que se disponen en discordancia sobre la Formación Cerro Lisandro o Huincul (Grupo Neuquén). Sobre la base de sus relaciones de campo y características litológicas la adjudicaron tentativamente al Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano.

Por su parte la Formación Rincón Bayo fue propuesta por [Leanza y Hugo \(2001\)](#), para identificar las sedimentitas de naturaleza epi y piroclástica que se disponen mediante una suave discordancia angular sobre la Formación Puesto Burgos. Los mismos autores adjudicaron una edad tentativa miocena media a tardía.

III.1.3.2- Unidades magmáticas

Magmatismo Cretácico Superior-Eoceno

Hacia fines del Mesozoico, durante el comienzo del ciclo Ándico, se desarrolló un importante magmatismo de arco. Este magmatismo de edad cretácica-paleógena se encuentra ampliamente distribuido y constituye el Cinturón Andesítico Naunauco ([Llambías y Aragón, 2011](#)). Se extiende en una faja de unos 200 kilómetros de longitud, de rumbo aproximadamente norte-sur en el sector noroeste de la provincia del Neuquén (Figura III-8). Su mayor desarrollo se ubica en el sector interno de la faja plegada y corrida del Agrio, sobreimpuesto a la secuencia sedimentaria mesozoica (Figura III-9).

Este magmatismo se encuentra mayoritariamente representado por las rocas del Grupo Naunauco ([Zamora Valcarce, 2007](#)) que agrupa a las Formaciones Colipilli ([Llambías y Rapela, 1989](#)) y Cayanta ([Rapela y Llambías, 1985](#)). La Formación Colipilli está integrada por cuerpos subvolcánicos de andesitas anfibólicas principalmente en forma de lacolitos, diques y filones capas, mientras que la Formación Cayanta está compuestas por una secuencia de brechas y aglomerados volcánicos asociados a depósitos de flujos piroclásticos y coladas andesíticas.

Los diversos afloramientos están asociados a diferentes pulsos magmáticos. En el sector interno de la faja plegada y corrida del Agrio, [Zamora Valcarce \(2007\)](#) reconoció dos eventos magmáticos bien diferenciados: uno de edad cretácica temprana constituido por una serie de diques de composición basáltica de rumbo este-oeste, denominados Basaltos de Cerro Mocho y otro de edad cretácica tardía-paleocena temprana compuesto por rocas con características de arco volcánico, que componen el Grupo Naunauco. [Zamora Valcarce \(2007\)](#) obtuvo edades radimétricas por Ar-Ar para los diques basálticos del cerro Mocho de $101,99 \pm 0,69$ y $91,97 \pm 4,06$ Ma, mientras que las edades radimétricas Ar-Ar para las rocas ígneas del Grupo Naunauco fueron de $65,5 \pm 0,46$ y $72,83 \pm 0,83$ Ma y para filones capa asociados de $56,64 \pm 0,44$ Ma. Estas dataciones son similares a las obtenidas por otros autores en cuerpos ígneos de regiones cercanas. Sobre la base de las edades radimétricas, características geoquímicas y petrológicas de las mismas, [Mateos Fernández Caso et al.](#)

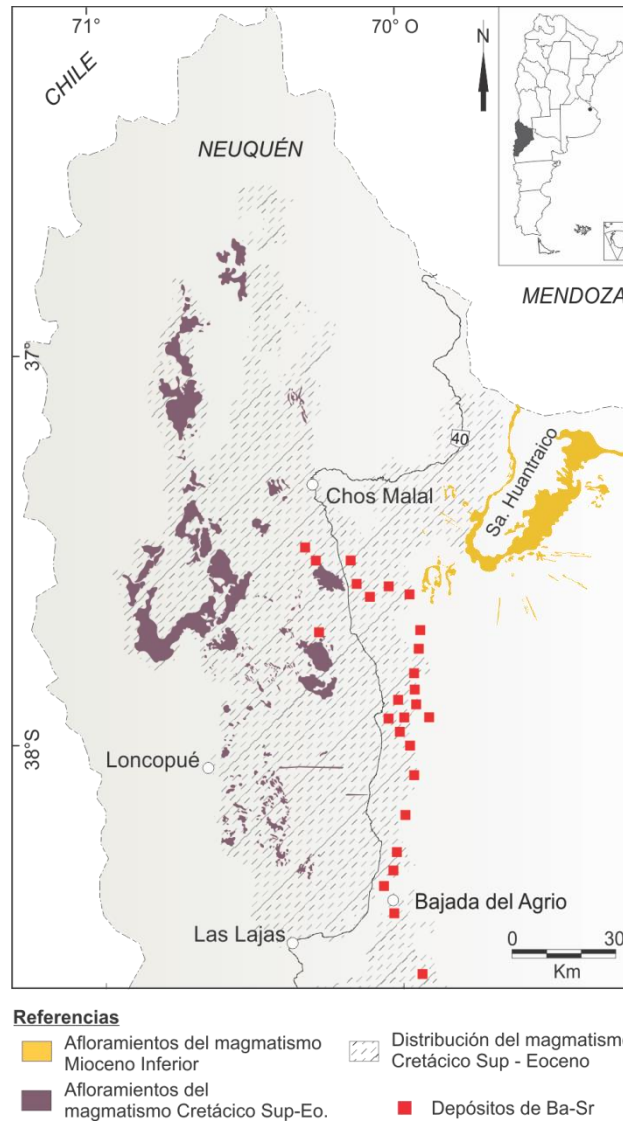


Figura III-8. Distribución y afloramientos de los eventos magmáticos en relación con las mineralizaciones de Ba-Sr hospedadas en la Formación Huitrín. Tomado y modificado de Llambías y Aragón (2011) y Kay y Copeland (2006).

(2011) subdividieron al magmatismo en tres grupos: el primero de edad cretácica media; el segundo de edad cretácica superior-paleocena y el tercero de edad eocena. La presencia de estas rocas estaría indicando la posición del arco volcánico en la región para el Cretácico Tardío-Eoceno dando evidencia de la migración hacia el este y la extensión del mismo en las primeras fases del ciclo Ándico.

Magmatismo Mioceno

El volcanismo que se manifiesta en el sector centro-norte de la provincia del Neuquén (Figura III-8) está representado en la región de la Sierra de Huantraico y Sierra Negra por las Formaciones Palaoco, Cerro Las Cabras y Desfiladero Negro. La sierra de Huantraico comprende un extenso campo magmático constituido por flujos lávicos, diques y filones capa basáltico-andesíticos. La Formación Palaoco reúne a volcanitas, depósitos

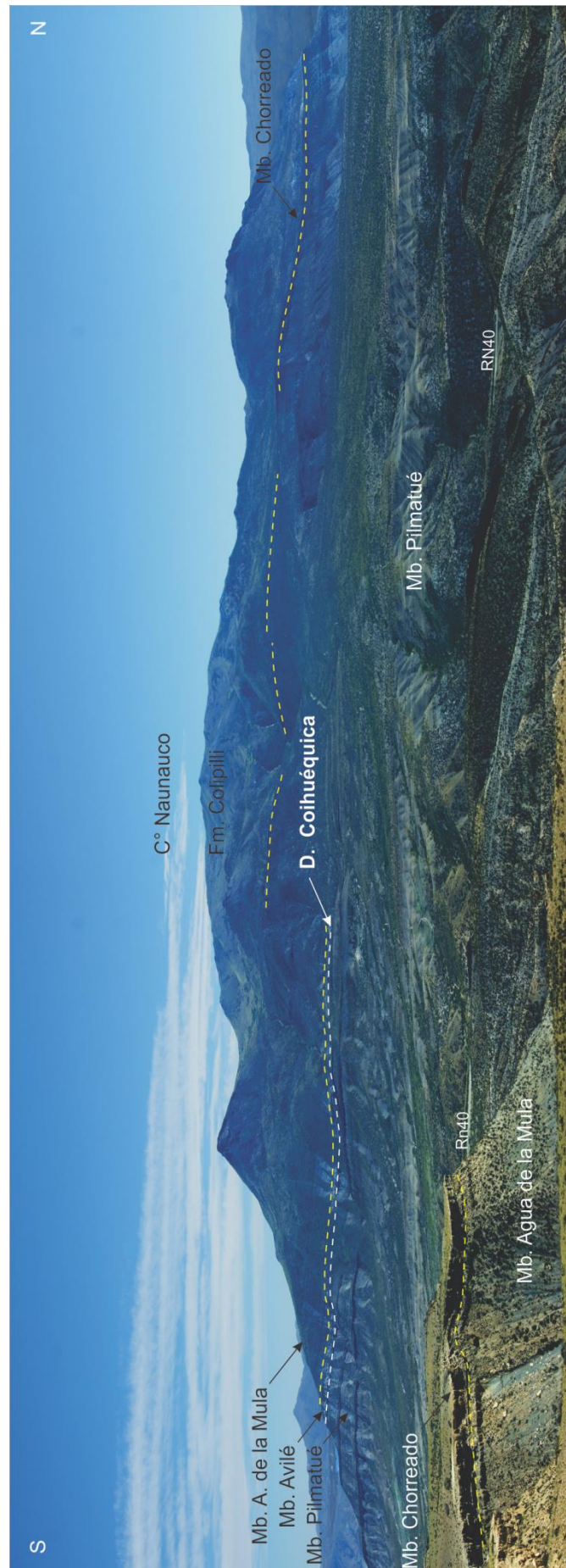


Figura III-9. Foto panorámica tomada desde la mina Don Candelario hacia el oeste (Punto de referencia 11 en la figura III-4), observándose los Miembros Pilmatué, Avilé, Agua de la Mula y Chorreado de la Formación Colipilli que intruye a la secuencia cretácica inferior. **D.**: Discordancia.

piroclásticos y epiclásticos (Ramos y Barbieri, 1988). Kay y Copeland (2006) obtuvieron edades Ar-Ar de esta secuencia de $19,8 \pm 0,7$ y $19,1 \pm 0,8$ Ma, mientras que Cobbold y Rossello (2003) alcanzaron edades Ar-Ar de $22,2 \pm 0,2$ Ma y $22,1 \pm 0,5$ Ma. Ramos (1981) agrupó bajo la denominación de Basalto Cerro Las Cabras una serie de coladas basálticas que constituyen mesetas y cuellos volcánicos que se hallan expuestos a ambos lados y hacia el sur de la sierra de Huantraico. Próximos a la zona de estudio se encuentran los basaltos del cerro Tormenta y cerro Villegas. El cerro Villegas fue datado por Ramos y Barbieri (1988) quienes obtuvieron una edad de K-Ar de 21 ± 2 Ma, mientras que en los basaltos del cerro Villegas, Kay y Copeland (2006) obtuvieron una edad Ar-Ar de $14,8 \pm 1,2$ Ma. La Formación Desfiladero Negro comprende una serie de diques básicos cuyo rumbo dominante es este oeste, transversal a la estructura regional del área. Sobre estas rocas Kay y Copeland (2006) obtuvieron una edad Ar-Ar de 25 ± 4 Ma. La actividad magmática ocurrida durante el Mioceno en el centro norte de la provincia está representada por basaltos y andesitas basálticas alcalinas. En base de su composición química fue referida como el producto de un volcanismo de intraplaca, desarrollado durante una etapa extensional del retroarco, con escasa conexión con el arco magmático (Ramos y Barbieri, 1988; Kay y Copeland, 2006).

III.2- CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES DE LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA DEL AGRIO (FPCA)

La faja plegada y corrida del Agrio se encuentra ubicada en la parte occidental de la provincia del Neuquén (Ramos, 1978), entre las localidades de Las Lajas y Chos Malal. Actualmente constituye una faja plegada fósil debido a que el frente orogénico, en esta región de los Andes, se encuentra más al oeste. Se caracteriza por presentar una historia de deformación multiepisódica con una combinación de estructuras de piel gruesa y piel fina, lo que ha permitido a diferentes autores separarla en dos sectores.

La faja plegada se encuentra limitada al norte por el lineamiento de Cortaderas, que corre en sentido NO-SE a la altura del río Neuquén (Figura III-10a y b). Al oeste limita con la fosa de Loncopué (Ramos, 1978), mientras que hacia el sur, la sierra de la Vaca Muerta actuaría como un lineamiento similar al de Cortaderas (Repol, 2006). Por último, el límite oriental de la faja está conformado por la gran estructura denominada Dorso de los Chihuidos (Vergani *et al.*, 1995; Zapata *et al.*, 1999; Mosquera y Ramos, 2006). Internamente, la faja plegada del Agrio ha sido tradicionalmente separada en dos zonas (Ramos 1978, 1998; Zapata *et al.*, 2002; Zamora Valcarce *et al.*, 2006): una zona *externa* donde las estructuras serían, principalmente de piel fina y una zona *interna* con predominio de estructuras producto de la inversión del basamento.

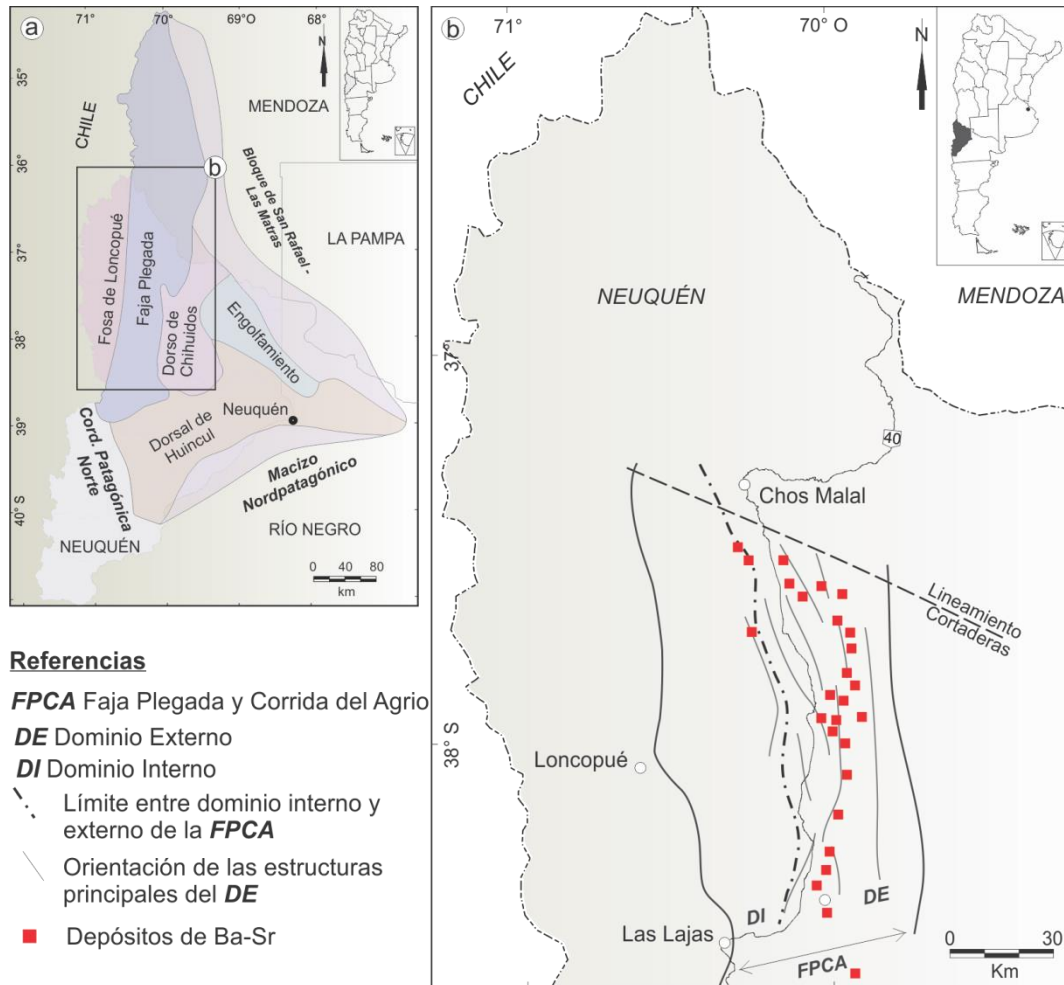


Figura III-10. **a-** Mapa de la Cuenca Neuquina con sus principales unidades morfoestructurales. Tomado y modificado de [Giusiano y Bouhier \(2009\)](#). **b-** Mapa distribución de los depósitos de Ba y Sr en la faja plegada y corrida del Agrio.

La zona externa está dominada por largos ejes anticlinales que varían su dirección a lo largo del rumbo, desde NNO-SSE al norte a NNE-SSO al sur ([Yagupsky, 2009](#)). Sus niveles de despegue se producen dentro de la cubierta mesozoica, particularmente en las Formaciones Auquilco, Vaca Muerta y Agrio, lo que confiere una estructuración de piel fina ([Zapata et al., 1999](#); [Zamora Valcarce et al., 2009](#)). En muchos casos esos pliegues han evolucionado como pliegues de propagación y pliegues de flexión con un despegue superior en las evaporitas de la Formación Huitrín ([Zamora Valcarce et al., 2009](#)). [Zapata et al. \(2002\)](#) demostraron que el basamento estaría también involucrado en la deformación en este dominio, reactivando en cierta medida las estructuras epidérmicas. La vergencia predominante de las estructuras es hacia el este, pero algunas de ellas presentan una vergencia contraria, generando complejas zonas triangulares en el frente de corrimientos ([Zamora Valcarce et al., 2006](#)). Esta zona, está constituida por los grandes trenes estructurales con características de tectónica de piel fina como son la sierra de Churriaca, el Cordón del Salado, el anticlinal de Pichi Mula, etc. [Viñes \(1985\)](#) determinó que los apretados anticlinales del Salado, Pilmatué y Agrio son el resultado de fallas que, provenientes de

niveles profundos, cortan la secuencia sedimentaria hasta horizontalizarse en las evaporitas de la Formación Huitrín. En los flancos de estas grandes estructuras se hospedan los principales depósitos baritoceléstínicos investigados (Figura III-10b).

La zona interna corresponde a la parte occidental de la faja plegada, y ha sido interpretada como parte del sistema extensional de Tres Chorros ([Vergani et al., 1995](#)). [Zamora Valcarce et al. \(2009\)](#) a partir del análisis de la información tanto de superficie como de subsuelo, interpretaron una serie de altos en el basamento que controlan el estilo estructural. Estos altos han dado lugar a una serie de grandes braquianticlinales producto de la inversión de estructuras previas. El estilo estructural de esta zona está fuertemente controlado por el basamento, evidenciado en la morfología de las estructuras de plegamiento, por la información sísmica y las perforaciones existentes ([Zapata y Folguera, 2005](#); [Zamora Valcarce et al., 2006](#)). Las principales estructuras de esta zona son los anticlinales del cerro Mocho, Pilmatué y cerro Diablo. En base a trabajos de campo y dataciones radiométricas, diversos autores indican que la estructuración del dominio interno se produjo durante el Cretácico Temprano alto a Tardío ([Ramos, 1981](#); [Zapata et al., 1999](#); [Zapata et al., 2002](#); [Zamora Valcarce et al., 2006](#); [Zamora Valcarce et al., 2009](#)), propagándose con intensidad hacia el dominio externo en una segunda fase durante el Mioceno ([Zapata et al., 2002](#); [Cobbald y Rossello, 2003](#); [Zapata y Folguera, 2005](#); [Zamora Valcarce et al., 2006](#); [Zamora Valcarce et al., 2009](#)).

CAPÍTULO IV
ANÁLISIS GEOMÁTICO

IV.1- ANALISIS GEOMÁTICO

IV.1.1- INTRODUCCIÓN

En el presente capítulo se abordan los procesamiento realizados sobre distintos tipos de imágenes satelitales con el fin de identificar unidades litológicas y detectar posibles áreas con alteración hidrotermal, en particular dolomitización. El interés de discriminar dolomía se debe a que su generación forma parte del proceso de alteración de los depósitos estudiados. Posteriormente se expone la información geológica y metalogénica georreferenciada en un Sistema de Información Geográfica (SIG), el cual está anexado en formato digital al final de la presente tesis.

Inicialmente definiremos dos importantes conceptos como son: Geomática y SIG. El término geomática es utilizado actualmente para reunir a un conjunto de disciplinas que integran los medios de captura, almacenamiento, procesamiento, análisis, interpretación y difusión de información geográfica. Las técnicas y disciplinas con que interacciona son: topografía, cartografía, teledetección, Sistemas de Información Geográfica, entre otras. Por su parte, un Sistema de Información Geográfica (SIG) es un sistema informático destinado a la captura, almacenamiento, control y visualización de los datos geoposicionados, que permite mostrar la superposición de diferentes tipos de datos, facilitando el análisis, comprensión y relaciones entre ellos.

IV.1.2- IMÁGENES UTILIZADAS

Las imágenes ópticas multiespectrales utilizadas fueron cuatro imágenes Landsat-7 ETM+ y dos imágenes Terra ASTER. El satélite Landsat-7 posee un sensor radiométrico multiespectral denominado *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+). Éste proporciona imágenes con ocho bandas espectrales, siete de las cuales cubren el espectro electromagnético desde el visible hasta el infrarrojo termal, más una banda pancromática con la resolución espacial mejorada. Los principales datos radiométricos, espectrales y espaciales se sintetizan en la tabla IV-1.

El satélite Terra posee un sensor radiométrico multiespectral denominado *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER). Este proporciona imágenes con una resolución espectral de quince bandas; catorce cubren el espectro electromagnético desde el visible hasta el infrarrojo termal y una banda en el rango espectral de la banda 3B que permite la visión estereoscópica y la generación de modelo de elevación digital del terreno (Tabla IV-1). En la figura IV-1 se ilustra de manera esquemática la cobertura espectral de las imágenes utilizadas.

Las imágenes de alta resolución utilizadas sólo cuentan con tres bandas del espectro electromagnético en el rango del visible. Esta información geográfica se encuentra disponible en los servidores de mapas WMS (World Map Service) y WFS (World Feature

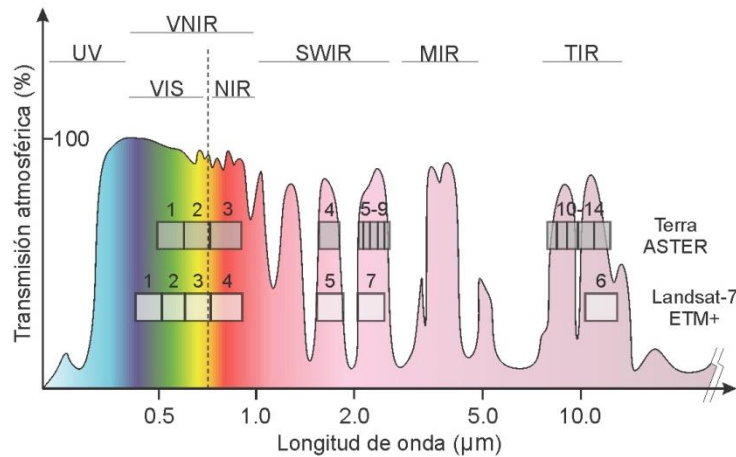


Figura IV-1. Sección del espectro electromagnético y el rango espectral de las imágenes ETM+ y ASTER. **UV**: ultravioleta; **VIS**: visible; **NIR**: infrarrojo cercano; **SWIR**: infrarrojos de onda corta; **MIR**: infrarrojo medio; **TIR**: infrarrojo térmico (Modificado de Kääb, 2005).

Service) del Open Geospatial Consortium (OGC). El acceso a estos servidores fue mediante los softwares ArcGIS y MapInfo que permitieron descargar las imágenes (Quickbird, Ikonos, entre otras) en formato raster en el caso del WMS y en formato vectorial para el caso del WFS.

IV.1.3- PROCESAMIENTO PRE-ANÁLISIS

IV.1.3.1- Georreferenciación y generación de mosaicos digitales

El sistema de referencia empleado fue Transversa Mercator, también conocido como Gauss-Krüger. Se eligió este sistema debido a que es ampliamente utilizado por el Instituto Geográfico Militar (IGM) para expresar numéricamente la posición geodésica de un punto sobre el terreno en Argentina. Los parámetros de georreferencia utilizados fueron: longitud del meridiano central: 69° oeste (Faja 2), latitud de origen de la proyección: 0°, Falso Este: 2.500.000 m, Falso Norte: 10001965,7 m. El datum utilizado fue el World Geodetic System 1984 (WGS84) y el sistema de referencia POSGAR 94 (Posiciones Geodésicas Argentinas). Las imágenes ETM+ y ASTER originalmente fueron adquiridas con el sistema de proyección Universal Transversa Mercator (UTM) y luego reproyectadas al sistema Transversa Mercator con el procesamiento map to map del software ERMapper.

Una vez unificados los sistemas de referencia se generaron los mosaicos digitales. Se denomina mosaico a la unión de dos o más imágenes lindantes con el fin de lograr una imagen más abarcativa de una región, ya que en muchos casos el área de interés está contenida en dos o más imágenes. Se generaron dos tipos de mosaicos; uno con imágenes que cubren el área de estudio en su totalidad y otro con imágenes de alta resolución que abarcan en detalle las áreas de estudio. Para generar el mosaico regional se utilizaron las imágenes Landsat (Path/Row) p231/r86, p231/r87, p232/r86, p232/r87 atribuibles al sistema

Landsat-7 (ETM+)					
VNIR		SWIR		TIR	
<i>Bandas</i>	<i>Rango (μm)</i>	<i>Bandas</i>	<i>Rango (μm)</i>	<i>Bandas</i>	<i>Rango (μm)</i>
1	0,45-0,515	5	1,55-1,75	6	10,4-12,5
2	0,525-0,605	7	2,08-2,35		
3	0,63-0,69				
4	0,75-0,90				
8P	0,52-0,90				
Resolución: 30 m - (8P) 15 m		Resolución: 30 m		Resolución: 60 m	
Tamaño aprox. de la escena: 170 x 183 Km					
Terra (ASTER)					
VNIR		SWIR		TIR	
<i>Bandas</i>	<i>Rango (μm)</i>	<i>Bandas</i>	<i>Rango (μm)</i>	<i>Bandas</i>	<i>Rango (μm)</i>
1	0,52-0,60	4	1,600-1,700	10	8,125-8,475
2	0,63-0,69	5	2,145-2,185	11	8,475-8,825
3	0,76-0,86	6	2,185-2,225	12	8,925-9,275
3B	0,76-0,86	7	2,235-2,285	13	10,250-10,950
		8	2,295-2,365	14	10,950-11,650
		9	2,360-2,430		
Resolución: 15 m		Resolución: 30 m		Resolución: 90m	
Tamaño aprox. de la escena: 60 x 60 Km					

Tabla IV-1. Información espectral, radiométrica y espacial de las imágenes ETM+ y ASTER.

de coordenadas Worldwide Reference System (WRS2), (Figura IV-2a). Debido a que éstas fueron tomadas en distintos momentos y a que presentan una faja de superposición (overlap) hubo que corregir los niveles digitales de cada una de las bandas de todas las imágenes. Los programas en que se realizaron estos procesamientos permitieron unir las imágenes y ecualizar los datos radiométricos en la zona de superposición o solapamiento de imágenes para dar una sensación de continuidad en la imagen y evitar que se noten las uniones. El resultado fue un mosaico digital regional con una resolución espectral de 7 bandas ETM+. El área de cobertura del mosaico es mayor a la de estudio debido a que se trató de abarcar una mayor superficie para poder extrapolar información al momento del procesamiento.

En la confección de mosaicos de alta resolución se fusionaron variable cantidad de imágenes con la función Image Display and Mosaic Wizard del software ERMapper 6.1. Una vez confeccionados los mosaicos digitales, se corrigió su posicionamiento tomando puntos estratégicos tales como cruces de caminos, puestos y vegetación bien visibles en las imágenes. Se obtuvieron un total de 20 mosaicos de diferentes escalas de los diferentes distritos mineros investigados.

IV.1.3.2- Transformación Niveles Digitales (ND) a Radiancia

Los datos almacenados en una imagen satelital, obtenida mediante un sensor óptico, son valores o niveles digitales (ND). Dichos niveles no representan de manera directa las propiedades físicas de la superficie y, por tanto, no es conveniente realizar ningún

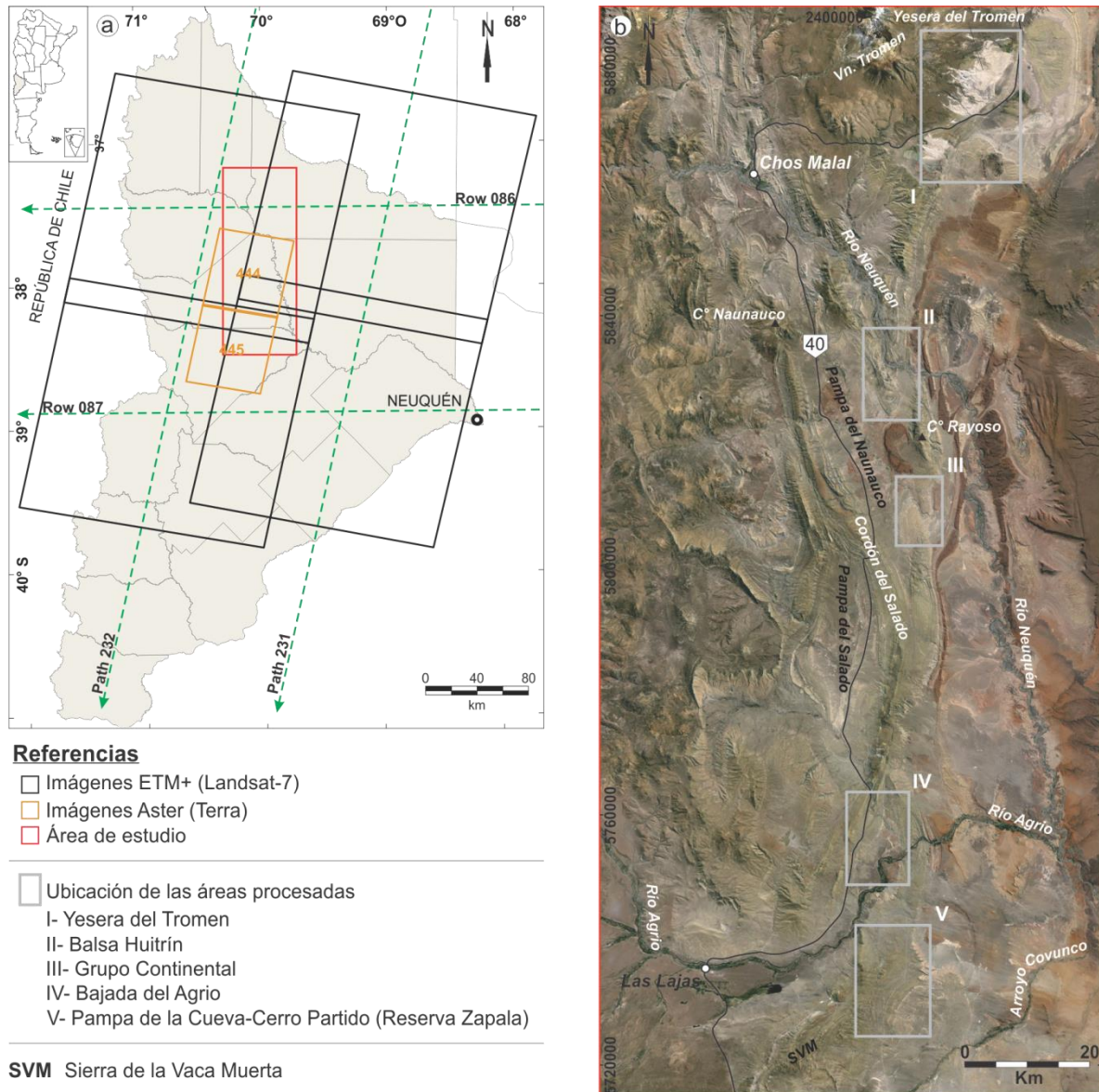


Figura IV-2. **a-** Cobertura y posición espacial de las imágenes ópticas utilizadas. **b-** Mosaico ETM+ de 7 bandas del área de estudio.

procesamiento (cocientes, índices espectrales o componentes) usando estos valores "crudos". La razón para no hacerlo es que por ejemplo, los llamados "índices espectrales" fueron desarrollados para trabajar con valores de reflectancia espectral de la superficie terrestre y los niveles digitales no proporcionan dicha información. Por lo tanto, se convirtieron los valores de niveles digitales a valores de radiancia. Este proceso fue realizado con el software ENVI, mediante la aplicación de coeficientes de calibración radiométrica.

IV.1.4- PROCESAMIENTO Y ANÁLISIS

Las metodologías empleadas en esta sección dieron como resultado la optimización de la información satelital disponible, permitiendo observar el comportamiento espectral de las

principales unidades litológicas y posibles zonas de alteración (dolomitización) de los sectores de mayor interés geológico-minero.

La utilización de imágenes ópticas multiespectrales constituye una herramienta efectiva para la cartografía geológica y la detección de rocas afectadas por procesos hidrotermales en distintos ambientes geológicos (Rowan *et al.*, 2006; Ninomiya, 2004, entre otros).

IV.1.4.1- Combinación de resolución espectral y espacial

En una primera etapa se realizó un reconocimiento geológico preliminar en base al procesamiento de la información satelital, con el objetivo de discriminar los afloramientos yesíferos y carbonáticos de la Formación Huitrín. Para ello se efectuaron distintas composiciones color que permitieron observar las principales unidades de interés. La respuesta visual de la composición RGB 457 ETM+ ante la presencia del yeso fue en tonos amarillentos fuertes. Esta composición inicialmente se realizó en el área de la Yesera del Tromen, debido a que en este sector la Formación Auquilco aflora ampliamente distribuida (Figura IV-3a). Además se utilizó la banda pancromática como canal de intensidad, para obtener una resolución espacial mejorada de 15 m en lugar de 30. Esta fusión permitió llevar la escala de visualización de 1:50.000 a 1:25.000. Si bien se utilizaron las combinaciones color RGB 247 y 257 ETM+, la combinación RGB 457 presentó la mejor respuesta en la detección de este nivel yesífero. Esta discriminación tuvo éxito en el caso de afloramientos cuya superficie fue igual o superior a la resolución espacial del sensor (Figura IV-3b y d).

Las composiciones color RGB 469 y 345 realizadas con las imágenes ASTER permitieron observar, en la primera de ellas, a los materiales calcáreos en tonos amarillentos pálidos que contrastan con las tonalidades rojizas de los niveles de yeso (Figura IV-3c). En la segunda los niveles yesíferos responden en tonos anaranjados y los calcáreos presentan una respuesta uniforme en estas bandas, confundiéndose con el resto de las unidades. Esto es debido a la alta respuesta del yeso tanto en la banda 3 como en la banda 4 (Marchionni *et al.*, 2011).

Las composiciones color RGB 457 ETM+ y RGB 469 ASTER permitieron discriminar diferentes litologías aflorantes en las áreas de estudio, facilitando el mapeo geológico a diferentes escalas. En los sectores en los que se confeccionaron mosaicos de alta resolución, estas composiciones se utilizaron como canal de intensidad para mejorar la resolución espacial, lo que permitió arribar a una escala de 1:10.000. Esto facilitó la interpretación de las imágenes para el mapeo de la Formación Huitrín. Posteriormente,

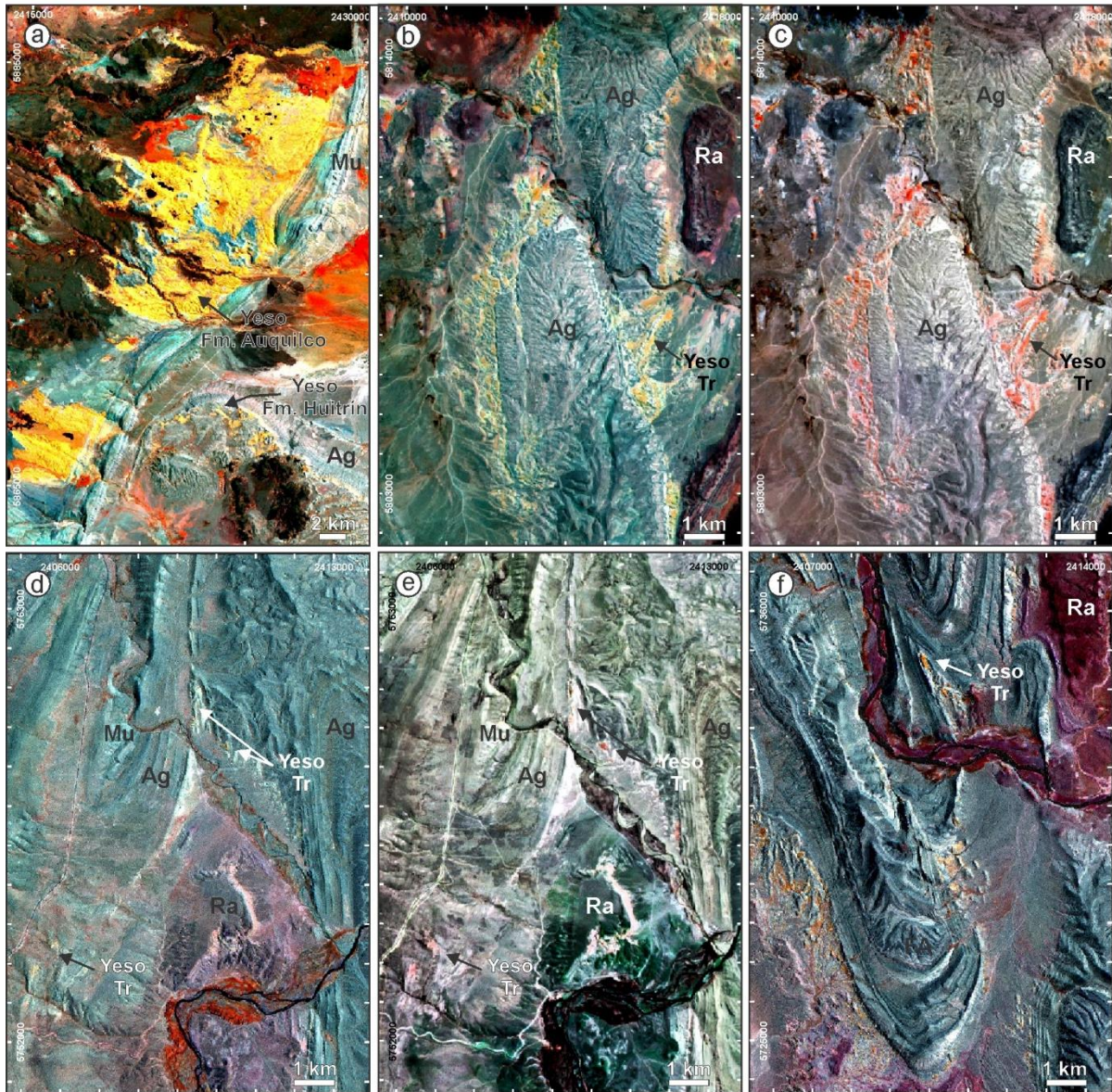


Figura IV-3. **a-** Imagen ETM+ RGB 457 en el área de Yesera de Tromen y Cerro La Torre. **b-** Imagen ETM+ RGB 457 en el extremo sur del Cerro Rayoso y extremo norte del Cerro Visera. **c-** Imagen ASTER RGB 469 en el extremo sur del Cerro Rayoso y extremo norte del Cerro Visera. **d-** Imagen ETM+ RGB 457 en el extremo sur del Cordon del Salado en el área de Bajada del Agrio. **e-** Imagen ASTER RGB 469 en el extremo sur del Cordon del Salado. **f-** Imagen ASTER RGB 469 en el área de Balsa Huitrín. **Mu:** Fm. Mulichinco; **Ag:** Fm. Agrio; **Tr:** Tronconso superior; **Ra:** Fm. Rayoso.

estas interpretaciones fueron chequeadas y reinterpretadas en el campo, permitiendo generar mapas geológicos de detalle a escala 1:2.000.

IV.1.4.2- Generación de cocientes entre bandas e índices

Un cociente resulta de las operaciones aritméticas entre bandas. Estas operaciones son utilizadas para optimizar el uso de la información de las imágenes multispectrales. Los cocientes han demostrado ser una de las operaciones de mayor utilidad, dado que permiten mejorar la discriminación de las superficies que tengan un comportamiento espectral distinto entre las bandas involucradas (Figura IV-4). Desde los primeros trabajos de [Rowan et al.](#)

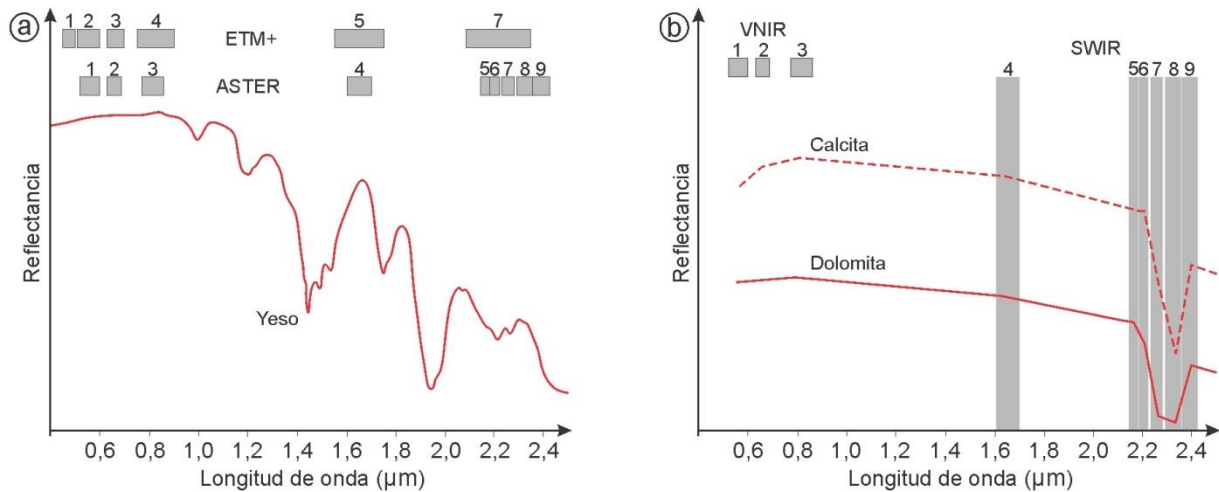


Figura IV-4. Firmas espectrales de los minerales de interés, tomadas de la *Digital Spectral Library-USGS* (Clark *et al.* 2007). a- Resolución espectral de las imágenes ETM+ y ASTER superpuesto a la firma espectral del yeso. b- Resolución espectral de las imágenes ASTER en el VNIR y SWIR superpuesto a las firmas espectrales de la calcita y dolomita, lo que permite poner en evidencia el comportamiento de reflectancia de los distintos materiales calcáreos.

(1977) y Abrams *et al.* (1977), los cocientes entre bandas han sido empleados en distintos ambientes geológicos con la finalidad de mapear las áreas de alteración hidrotermal.

En el área de estudio, fueron utilizados distintos cocientes mediante las imágenes ETM+ y ASTER, con el objeto discriminar distintas unidades litológicas y posibles alteraciones. Para la ejecución de este procesamiento se analizaron las firmas espectrales de los minerales de interés y se seleccionaron áreas con un grado de conocimiento previo con la finalidad de extrapolar la información adquirida a zonas no conocidas o con un menor grado de conocimiento.

Los cocientes y las composiciones color realizadas con las imágenes ETM+ fueron: RGB (5/7; 5/1; 4/3) donde se obtuvo una respuesta en anaranjado para el yeso y verde claro para material carbonático; RGB: (4/5*3/4; 5/7; 5/1) en la cual se obtuvo una coloración amarillo claro para afloramientos de yeso y amarillo anaranjado para carbonático y en la RGB (5/7; 5/1; 3/4*5/4) (Sultan *et al.*, 1987) donde se obtuvo una coloración anaranjada para afloramientos de yeso y verde azulada para las calizas. La utilización de los cocientes 3/1 y 5/1 fue principalmente para identificar óxidos e hidróxidos de hierro, el 5/7 se utiliza para la detección de minerales del grupo de las arcillas, el 4/3 identifica la vegetación y el 5/4 identifica carbonatos y silicatos (Marchionni, 2006).

Los cocientes e índices generados con imágenes ASTER fueron utilizados para la diferenciación litológica y la detección de áreas de posible alteración hidrotermal, dado que este sensor presenta una amplia discriminación espectral en el rango del SWIR (Figura IV-4b). Se aplicaron los índices de calcita $CI_{SWIR} = (b6 \cdot b9) / (b8 \cdot b8)$ y $CI_{TIR} = (b13 / b14)$ (Nonomiya, 2004). El CI_{SWIR} ha sido más apropiado para discriminar carbonatos de sulfatos, obteniendo tonos claros y oscuros respectivamente, mientras que el índice CI_{TIR} no arrojó buenos

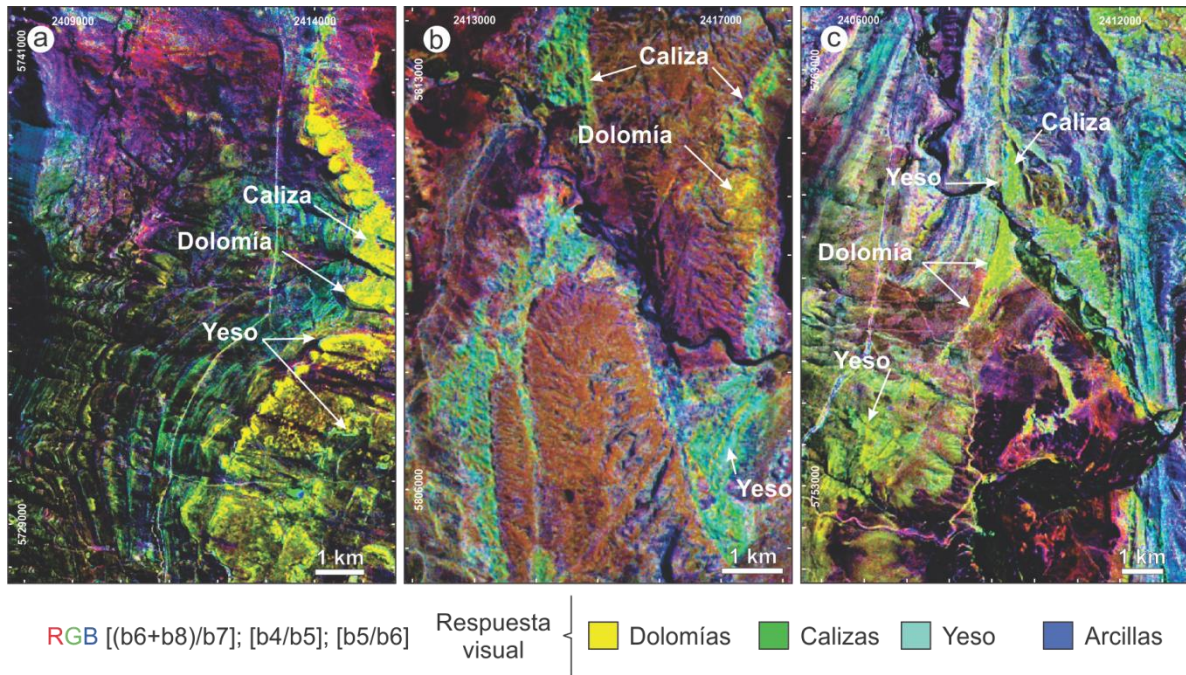
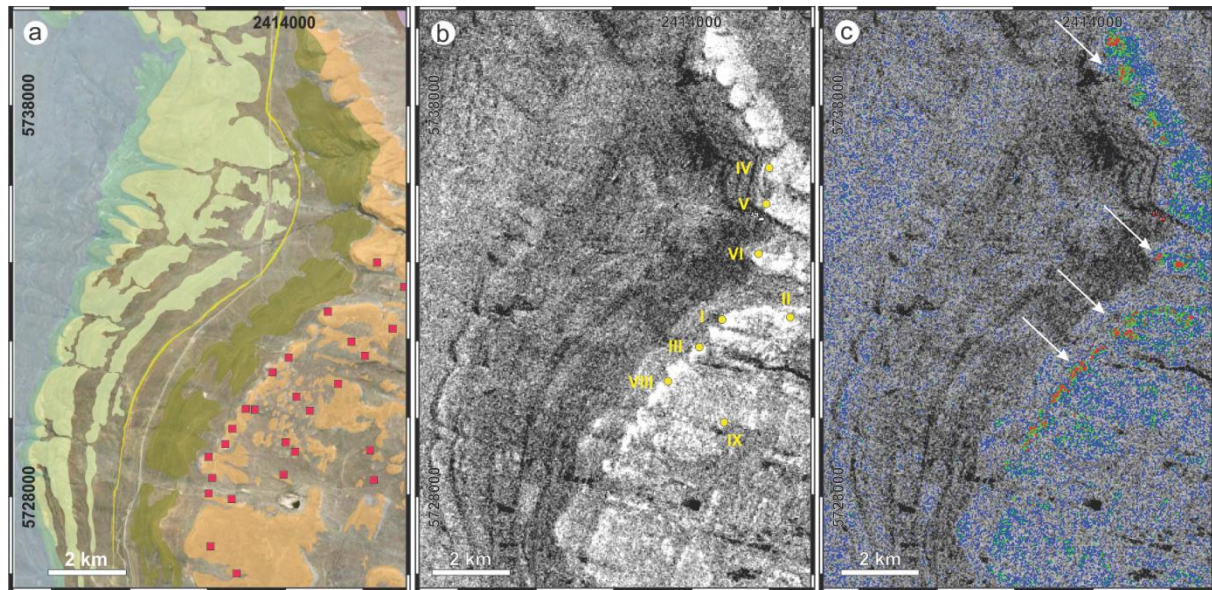


Figura IV-5. Composición color de los cocientes $[(b6+b8)/b7]$; $[b4/b5]$; $[b5/b6]$ con imágenes ASTER. Respuesta de los afloramientos de la Formación Huitrín. **a-** En el área de Pampa de La Cueva. **b-** En el extremo sur del Cerro Rayoso y extremo norte del Cerro Visera. **c-** En el extremo sur del Cordón del Salado.

resultados debido a la resolución espacial que presentan las bandas TIR. En el índice de carbonato $(b4/b8)$ (Castro Godoy *et al.*, 2005) no se pudieron discriminar los materiales calcáreos por los tonos muy claros. Además se realizó el cociente $(b4/b5)$ para discriminar yeso de carbonatos, debido a la alta respuesta del sulfato (Marchionni *et al.*, 2011, Rodríguez y Martínez, 2009). Por último se generó el índice $(b5/b6)$ con la finalidad de discriminar minerales arcillosos (Mars y Rowan, 2010). En todos estos índices se consideraron los diferentes comportamientos de las curvas observadas en las firmas espectrales (Figura IV-4).

En las áreas de Pampa de la Cueva y Cerro Partido, ubicadas en el flanco este de la sierra de la Vaca Muerta, aflora muy bien expuesto un banco dolomítico hospedado en el Miembro La Tosca de la Formación Huitrín. Para la diferenciación del material carbonático se aplicaron Índices de Crosta para la dolomita $[(b6+b8)/b7]$ y $[(b6+b8)/(b7*b2)]$ y para carbonatos cálcicos $[(b7+b9)/b8]$ (Crosta *et al.*, 2003). El índice que presentó mejor respuesta respecto a la distribución de los afloramientos dolomíticos y observaciones de campo fue el $[(b6+b8)/b7]$. A fin de poder interpretar la respuesta visual se generó una composición color asignando al canal rojo el cociente $[(b6+b8)/b7]$, al canal verde el cociente $(b4/b5)$ y al canal azul el cociente $(b5/b6)$, (Figura IV-5). La respuesta visual del material carbonático se pudo diferenciar en dos diferentes tonalidades; en amarillo los niveles dolomíticos y en verde las calizas. En cian se manifestaron los niveles yesíferos, mientras que en el azul los afloramientos con presencia de argilominerales.



Referencias

- a- Fm. Huitrín
Mb. La Tosca Fm. Agrio
Mb. Agua de la Mula Fm. Agrio
Mb. Pilmatué Fm. Vaca Muerta-Quintuco
 Fm. Huitrín
Mb. Troncoso sup. Fm. Agrio
Mb. Avilé Fm. Mulichinco Canteras de dolomías

b- Índice de Crosta = $[(b6+b8)/b7]$ • Análisis químicos ($>18\%MgO$)

c-	Rangos estadísticos	Intervalos	Rangos de valores
	$\bar{x} < X < \bar{x} + \sigma$	1	$1,8290 < X < 1,8539$
	$\bar{x} + \sigma < X < \bar{x} + 2\sigma$	2	$1,8539 < X < 1,8788$
	$\bar{x} + 2\sigma < X < \bar{x} + 3\sigma$	3	$1,8788 < X < 2,4734$

Figura IV-6. a- Mapa geológico del área de Pampa de la Cueva y Cerro Partido (Figura IV-2) con la distribución de las canteras de dolomías. El mapeo se encuentra superpuesto a una imagen color real. Imagen Color real superpuesto al b- Sub-imagen cociente $[(b6+b8)/b7]$ en escala de grises (8 bit) con la distribución de los análisis químicos (Danderfer, 1990; 1993). c- Sub-Imagen segmentada. Las flechas blancas indican los sectores dolomíticos de mayor intensidad, atribuible a los rangos verde y rojo. La tabla indica los rangos e intervalos estadísticos generados para la segmentación de densidades del Índice de Crosta para dolomita, sub-imagen $[(b6+b8)/b7]$. Media: 1,8290 Desvío estándar: 0,0249.

IV.1.4.3- Segmentación de densidades (*Density Slicing*)

La segmentación de densidades (SD) es una técnica utilizada en el análisis numérico de imágenes, que permite poner en relevancia la ubicación espacial de píxeles cuyos niveles de gris quedan comprendidos dentro de un intervalo de valores determinados. Esta técnica permite convertir una imagen en escala de grises (ya sea una banda simple o una imagen de cociente) en una imagen color, en la cual cada color estará indicando un intervalo particular de niveles digitales, facilitando así la observación de su distribución espacial.

La SD ha sido aplicada por varios autores (Ashley y Abrams, 1980; Podwysocki et al., 1983, entre otros) para diferenciar zonas con distinta intensidad de alteración sobre distintos tipos de imágenes multiespectrales. En nuestro caso hemos aplicado la SD en la sub-imagen cociente $[(b6+b8)/b7]$, utilizando y procesando los valores estadísticos de media y desvío estándar para definir los intervalos de segmentación, como se ilustra en la tabla de la

X	Y	Perfil	%MgO	%CaO	%SiO
2414771,95	5732542,76	I	19,28	29,43	3,81
2416516,69	5732589,79	II	20,31	30,04	1,78
2414184,18	5731821,77	III	19,35	29,22	4,01
2415977,71	5736422,93	IV	19,66	38,49	1,69
2415898,29	5735498,52	V	18,98	31,30	1,32
2415715,76	5734225,98	VI	19,18	29,76	0,74
2413382,05	5730950,63	VIII	18,76	29,36	2,60
2414805,51	5729902,88	IX	20,32	29,37	0,67
2417820,22	5731541,31	X	18,66	29,22	2,20
2417231,33	5733286,05	XIII	18,08	31,31	2,77
2417441,35	5735574,72	XV	19,21	29,96	2,53
2418118,42	5735174,93	XVI	18,01	32,62	3,05
2418224,25	5734162,90	XVII	18,26	31,31	3,03
2419471,89	5735374,17	XVIIIa	18,52	31,61	2,31
2419323,07	5735142,66	XVIIIb	19,75	30,24	2,42

Tabla IV-2. Análisis químicos de las muestras de dolomías utilizadas. Los datos fueron tomados del informe "Prospección de dolomitas área de reserva Zapala" y "Recursos dolomíticos y calizas de la reserva Cerro Partido" (Danderfer, 1990; 1993).

figura IV-6. En la figura IV-6b se puede observar la coincidencia de los sectores de mayor reflectancia (más claros) con la distribución de las muestras dolomíticas con más del 18% MgO (Tabla IV-2). Una vez aplicada la segmentación se pudo apreciar la diferenciación de zonas con distinta intensidad de dolomitización (Figura IV-6c).

IV.1.4.4- Análisis por componentes principales

El Análisis de Componentes Principales (ACP) es una técnica estadística comúnmente utilizada para reducir la redundancia de datos multispectrales. Esto se debe a que los materiales naturales tienden a presentar un comportamiento similar en regiones próximas del espectro electromagnético. El análisis de componentes principales permite sintetizar y combinar la información original, a través de la creación de un nuevo grupo de bandas correlacionadas, llamadas Componentes. El Análisis de Componentes Principales requiere de un estudio previo de los perfiles espectrales de aquellos cuerpos o superficies que pretenden identificarse en la imagen a fin de conocer qué regiones del espectro poseen mayor contraste. Una vez seleccionadas las bandas correspondientes se les realiza el análisis exclusivamente a ellas. Este análisis se denomina Técnica de Crosta y presenta una gran aceptación como herramienta de mapeo de zonas de alteración, y es utilizado para la identificación de potenciales áreas de prospección minera.

En este análisis se intentó separar los carbonatos en dos grupos: dolomías y calizas. El área donde se aplicó esta técnica es la misma donde se utilizaron los cocientes e índices entre bandas y la segmentación por densidad, con el fin de poder encontrar semejanzas en la respuesta visual y poder extrapolar el resultado.

	Set 5-6-7-8				Set 4-6-8-9			
	Banda 5	Banda 6	Banda 7	Banda 8	Banda 4	Banda 6	Banda 8	Banda 9
PC 1	0,565011	0,580152	0,480203	0,337032	0,960454	0,231409	0,131224	0,082212
PC 2	0,138319	-0,760316	0,425025	0,471318	0,275167	-0,704222	-0,546695	-0,359832
PC 3	-0,799489	0,287827	0,278943	0,447397	0,039583	-0,641858	0,752219	0,143589
PC 4	-0,149827	-0,049978	0,714807	-0,681252	0,015649	-0,196315	-0,343615	0,918229

Tabla IV-3. Coeficientes de correlación entre bandas para el set SWIR 5-6-7-8 y 4-6-8-9 de ASTER.

En el área de Pampa de la Cueva y Cerro Partido se generaron bandas componentes a partir del set de bandas SWIR 5-6-7-8 y 4-6-8-9 que permiten la discriminación entre dolomita y calcita ([Shahab Poursaleh, 2004](#)) (Tabla IV-3). Si bien ambos componentes carbonáticos se encuentran muy mezclados en el área, debido a las características estratigráficas, se pudo observar distintas respuestas (Figura IV-7). Estas respuestas fueron correlacionadas con las muestras obtenidas del informe “Prospección de dolomitas área de reserva Zapala” y “Recursos dolomíticos y calizas de la reserva Cerro Partido” ([Danderfer, 1990; 1993](#)). Las muestras utilizadas para la correlación contienen más del 18% MgO (Tabla IV-2).

La primera componente (PC1) presenta una varianza elevada y tiene un peso positivo para todos los coeficientes, denominándose “componente de albedo” (Tabla IV-3). La segunda componente (PC2) del set 5-6-7-8 permitió diferenciar los carbonatos de la Formación Huitrín de las intercalaciones carbonático-pelíticas de la Formación Agrio (Figura IV-7a). La cuarta componente (PC4) del mismo set SWIR permitió discriminar los afloramientos dolomíticos del Miembro La Tosca (Figura IV-7b), mientras que la tercera componente PC3 del set 4-6-8-9 facilitó la identificación de calizas (Figura IV-7c). Previo a la composición color se generó la inversa de las componentes PC4 y PC3 para mejorar su apariencia. Esto se debe a que los píxeles que contienen los minerales de interés presentan niveles bajos (oscuros) y se invirtieron a niveles altos, multiplicando la imagen por -1. La respuesta en color magenta a rojo es atribuible a los afloramientos dolomíticos, los tonos azulados son correlacionables con calizas, los tonos amarillentos con los bancos de yeso y el color verde es atribuible a los afloramientos carbonático-pelíticos de la Formación Agrio (Figura IV-7d).

Los productos generados a partir de la aplicación de distintos métodos de análisis digital con imagen ASTER mostraron una respuesta satisfactoria en los sectores investigados. La respuesta visual de los bancos dolomíticos frente a los distintos procesamiento han arrojado resultados correlacionables, tanto en la composición color de los cocientes e índices RGB $[(b6+b8)/b7]$; $[b4/b5]$; $[b5/b6]$ y $[(b6+b8)/b7]$ como en la composición color de los componentes RGB $[PC4]^{-1}$; $[PC2]$; $[PC3]^{-1}$. Esto permitió extender la respuesta a otras áreas y detectar posibles sectores con dolomitización asociada a la mineralización Ba-Sr de los distritos de Bajada del Agrio y Grupo Continental (Figura IV-5 y 8).

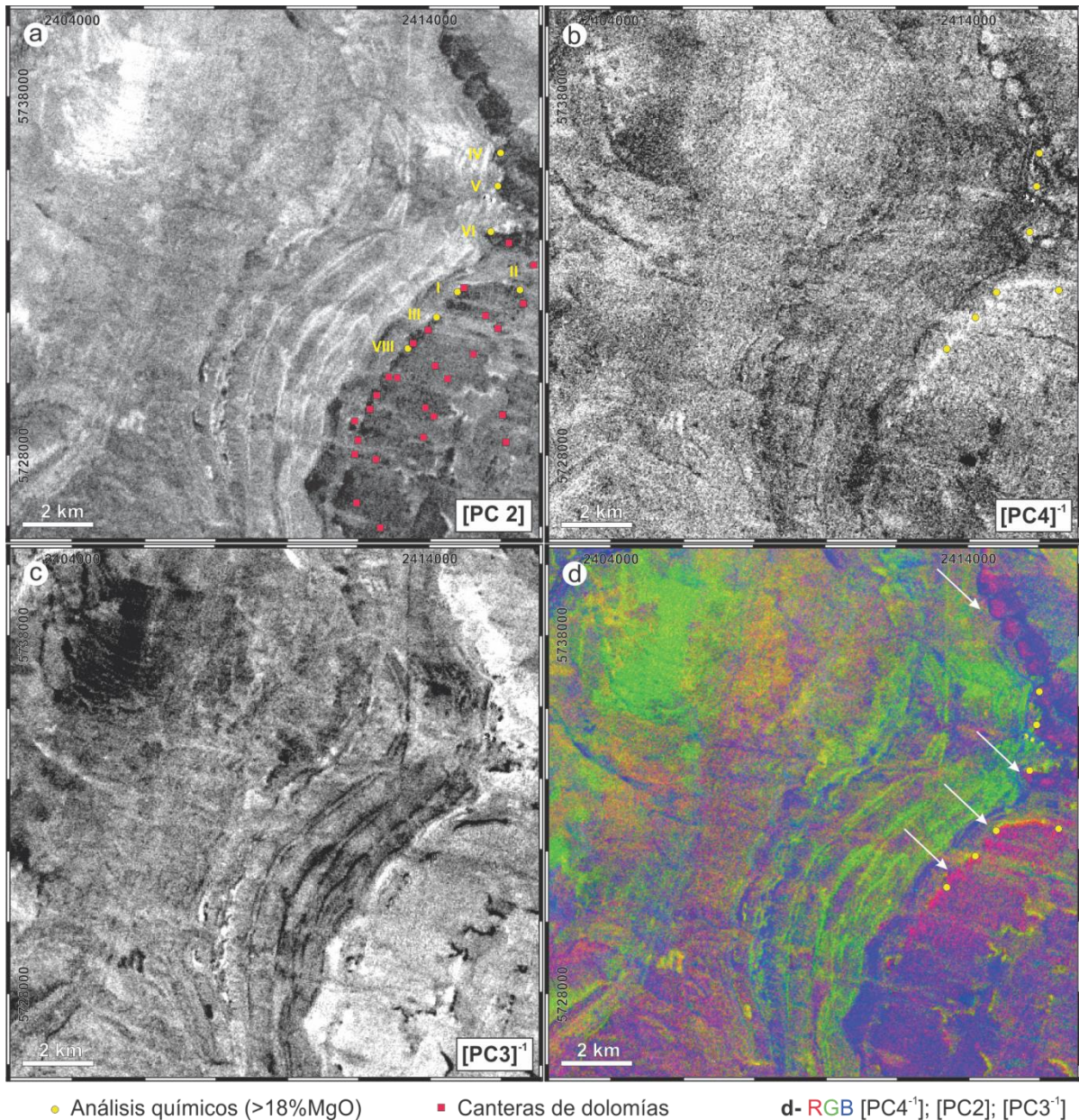


Figura IV-7. **a-b-c-** Imágenes componentes PC2 y PC4⁻¹ corresponden al set 5-6-7-8 y la imagen componente PC3⁻¹ corresponde al set 4-6-8-9. **d-** Composición color de las imágenes componentes del área de Pampa de la Cueva y Cerro Partido (Figura IV-2). La respuesta en magenta a rojo manifiesta la presencia de dolomita en el área, mientras que los tonos azulados representan las calizas. En amarillo se puede apreciar el yeso. Las flechas blancas indican los mismos sectores dolomíticos de la figura IV-6b.

IV.2- SISTEMA DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA

Los datos recolectados fueron sistemáticamente almacenados e integrados en un Sistema de Información Geográfica (SIG), denominado *Depósitos de Ba-Sr*, anexo al final de la presente tesis. Para desarrollar el proyecto SIG se organizaron los datos en capas, que pueden utilizarse en forma independiente o combinada. A su vez esta información ha sido clasificada por temática en cinco principales grupos: Planimetría, Geología, Geofísica, Cartografía e Imágenes.

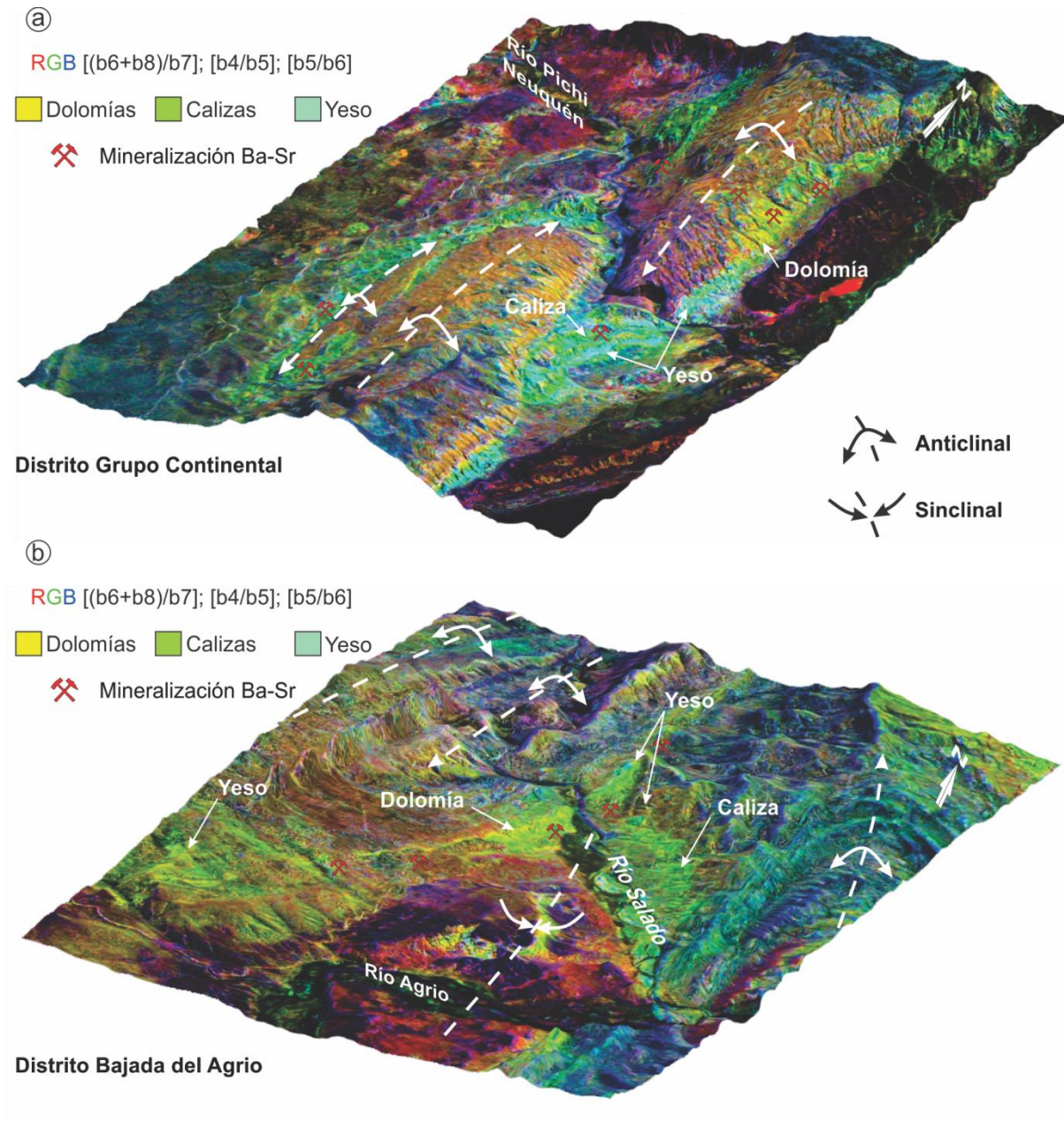


Figura IV-8. Modelo de elevación digital (DEM) de 15 m de resolución, superpuesto a la composición color de los cocientes e índices RGB [(b6+b8)/b7]; [b4/b5]; [b5/b6].

El grupo de Planimetría e hidrología contiene las capas de localidades, límites provinciales y departamentales, vías de accesos, ríos. El grupo de Geología está subdividido en tres subgrupos denominados mapeo litológico, estructural y minero. El primero de ellos cuenta con los mapeos realizados mediante percepción remota y de campo a diferentes escalas, la distribución del volcanismo Cretácico Superior-Eoceno y Mioceno, muestras recolectadas durante el trabajo de campo y análisis efectuados; el estructural cuenta con el mapeo de las estructuras principales y de rasgos lineales; en el minero se encuentra el catastro minero de la provincia del Neuquén, la ubicación de los depósitos de Ba-Sr hospedados tanto en la secuencia cretácica como jurásica, la ubicación de los depósitos de Cu sedimentario del Cretácico Superior y depósitos de Pb-Ba vetiformes.

En el grupo Geofísica se expone tanto información recopilada como la desarrollada durante este trabajo. Los mapas regionales recopilados son: magnetométricos, gravimétricos y anomalías Poisson, mientras que en las zonas de estudio se exponen mapas magnetométricos de detalle, además de las trazas de las líneas sísmicas y la ubicación de los pozos de exploración utilizados.

El grupo Cartografía e Imágenes contiene los mapas base de diferentes escalas, topografía regional y de detalle, mapas de paleogeografía de la Formación Huitrín, mapa isopáquico del Miembro Troncoso Inferior, mosaicos de detalle y las imágenes anteriormente procesadas.

CAPÍTULO V
GEOLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS
MINERALIZACIONES CELESTOBARÍTICAS

V.1- GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS DE Sr-Ba

Las mineralizaciones asociadas a la secuencia cretácica inferior se distribuyen en grandes áreas con tendencia a agruparse en distritos y se disponen en posición periférica al magmatismo del Cretácico Tardío-Eoceno (Figura III-8). Los depósitos de Sr-Ba poseen características geológicas, mineralógicas y genéticas similares, que permiten que sean correlacionables. Las mineralizaciones presentan un fuerte control litoestratigráfico, asociado a facies carbonáticas, pelíticas y yesíferas y por otro, un control estructural producto de los distintos eventos de deformación que sufrió la secuencia sedimentaria mesozoica. La mena está constituida mineralógicamente por baritocelstina y celestobaritina como fases dominantes, acompañadas minoritariamente por dolomita y calcita.

Las mineralizaciones baritocelstínicas y celestobaríticas se presentan básicamente en cuatro formas: (1) mantos o lentes asociados a las facies carbonáticas y yesíferas; (2) cuerpos abolsonados como relleno de cavidades de disolución y/o fracturas, que frecuentemente se encuentran asociados a texturas de relleno de espacios vacíos; (3) cuerpos irregulares, cementando brechas, ya sea de colapso kárstico o tectónicas y (4) vetas brechosas.

Los depósitos que se manifiestan en yacencia mantiforme son los más ampliamente distribuidos. Presentan una posición estratigráfica definida y se disponen en forma concordante con la roca hospedante. Se encuentran asociados principalmente al Miembro Troncoso superior y de manera subordinada al Miembro La Tosca de la Formación Huitrín. Por otro lado, los depósitos vetiformes se distribuyen en un área más localizada y se emplazan en los Miembros Pilmatué y Agua de la Mula de la Formación Agrio. La alteración hidrotermal que presentan los depósitos estratoligados es escasa, sólo se identificó la presencia de illitización y dolomitización. Los depósitos vetiformes presentan usualmente sulfuros, muchos de los cuales presentan alteración supergénica (carbonatos y/o sulfatos).

En este apartado se abordan por su importancia y representatividad a los depósitos mantiformes del distrito Bajada del Agrio, Grupo Continental y Cordón del Salado, y además se describen a las manifestaciones vetiformes del cerro Pichi Mula (Figura V-1). Las estructuras vetiformes del área no son abundantes, no obstante la composición y orientación que presentan estas yacencias son importantes al momento de determinar la secuencia y características de los eventos mineralizantes. Entre las más significativas se pueden citar a las minas La Lusinata y Nicolasa, situadas en el cerro Pichi Mula, en el sector central del área estudiada. Varios de estos depósitos (mantiformes y vetiformes) han sido explotados intermitentemente; en general, por laboreos a cielo abierto combinados con subterráneos, mediante el método de cámaras y pilares, cuando la actitud de los bancos era favorable. Si bien en la actualidad la mayoría de las minas se encuentran inactivas, en los últimos años

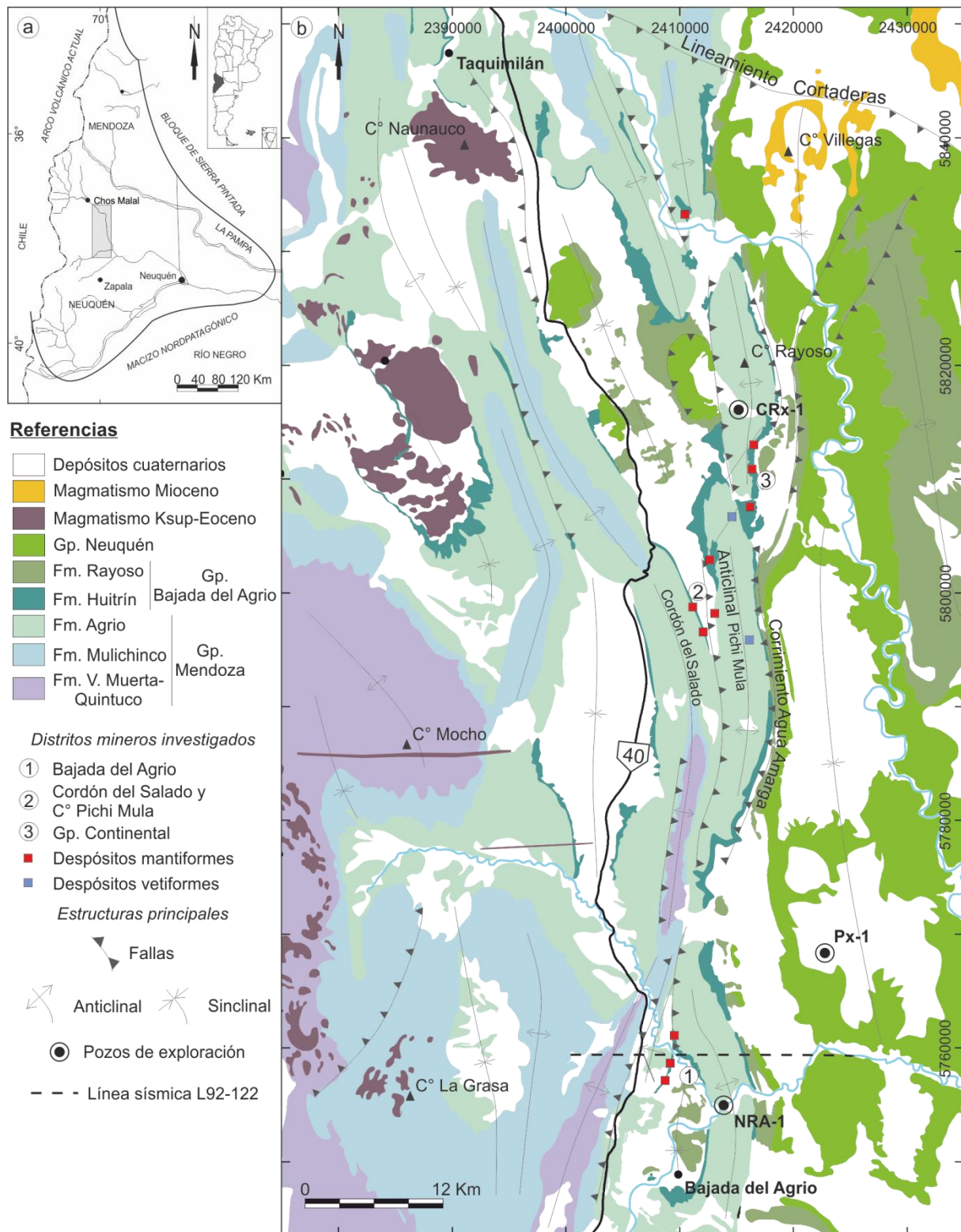


Figura V-1. Mapa geológico regional con la ubicación de los distritos investigados

se puede apreciar un cierto resurgimiento de la actividad debido a la demanda que está generando la exploración de hidrocarburos en la provincia del Neuquén.

V.1.1- DISTRITO BAJADA DEL AGRIO

El distrito minero Bajada del Agrio se localiza aproximadamente a 70 km al norte de la localidad de Zapala (Figura V-1). Se encuentra esencialmente constituido, de sur a norte, por las minas 3, 4 y 5 de Noviembre, Santa Bárbara y Santa Ana. Estas se encuentran próximas entre sí y presentan características similares tanto desde el punto de vista estratigráfico como mineralógico. La mina Santa Bárbara es la más importante de la zona, en la actualidad se encuentra en explotación mediante reducidos laboreos a cielo abierto.

En el área afloran principalmente unidades sedimentarias de edad cretácica inferior. Sin embargo y como producto del trabajo de campo se ha podido identificar un cuerpo ígneo diqueiforme, de tentativa edad cretácica superior-eocena, y la presencia de anomalías magnetométricas asociadas a este, que manifiestan la existencia de otros cuerpos emplazados en profundidad en la secuencia sedimentaria.

Las Formaciones que afloran en el área son: Vaca Muerta-Quintuco, Mulichinco y Agrio (Grupo Mendoza) y Huitrín y Rayoso (Grupo Bajada del Agrio) (Figura V-2).

V.1.1.1- Unidades sedimentarias

En un perfil estratigráfico representativo, de base a techo, la secuencia de interés comienza con los niveles superiores del Miembro Agua de La Mula de la Formación Agrio. Este Miembro está constituido por intercalaciones de pelitas grises oscuras, calizas micríticas, calizas oolíticas, calizas esqueléticas y arenas finas. Los bancos de calizas presentan una geometría tabular de variable espesor, de contactos rectos a ondulados, con variable contenido faunístico. Dentro de la secuencia se observa un arreglo vertical repetitivo con alternancia de calizas y pelitas. En algunos niveles de calizas micríticas se han observado grietas de desecación y distintos tipos de trazas fósiles. El tope de esta unidad finaliza con un grainstone oolítico de 3 metros espesor, el cual se manifiesta con una gran expresión morfológica que permite correlacionarlo en todo el distrito (Figura V-3).

Posteriormente se desarrolla la Formación Huitrín que se inicia con los depósitos silicoclásticos del Miembro Troncoso inferior (Figura V-17). Estos están representados por areniscas gruesas a finas que pasan hacia el tope a niveles pelíticos grises verdosos, macizos a finamente laminados, que constituyen un excelente nivel guía para el reconocimiento de las mineralizaciones (*ver facies silicoclásticas 4.2.a*). Este Miembro disminuye su espesor de Norte a Sur; en esta posición de la cuenca tiene poco desarrollo, registrándose variaciones de 0,2 a 0,5 m de espesor o incluso está ausente.

Por encima se desarrolla el Miembro Troncoso superior, que se inicia con un nivel de calizas micríticas, caracterizado por presentar una estructura interna laminada plana de escala milimétrica. Estas constituyen las facies de *boundstone* que se encuentran ampliamente distribuidas (*ver facies boundstone-bindstone V.4.2.b*). Inmediatamente por



Referencias

- | | | | |
|-------------------------------|------------------------|--------------------------------|---------------------|
| Magmatismo Ksup-Eo | Fm. Agrio Mb. Avilé | Depósitos de Sr-Ba mantiformes | Falla inversa |
| Fm. Rayoso | Fm. Agrio Mb. Pilmatué | Anticlinal | Falla inferida |
| Fm. Huitrín | Fm. Mulichinco | Sinclinal | Pozo de exploración |
| Fm. Agrio Mb. Agua de la Mula | Fm. V. Muerta-Quintuco | | |

Figura V-2. a- Mapa geológico del distrito Bajada del Agrio con la distribución de los depósitos más importantes. b- Ubicación de la imagen de detalle (Anexo V-1).

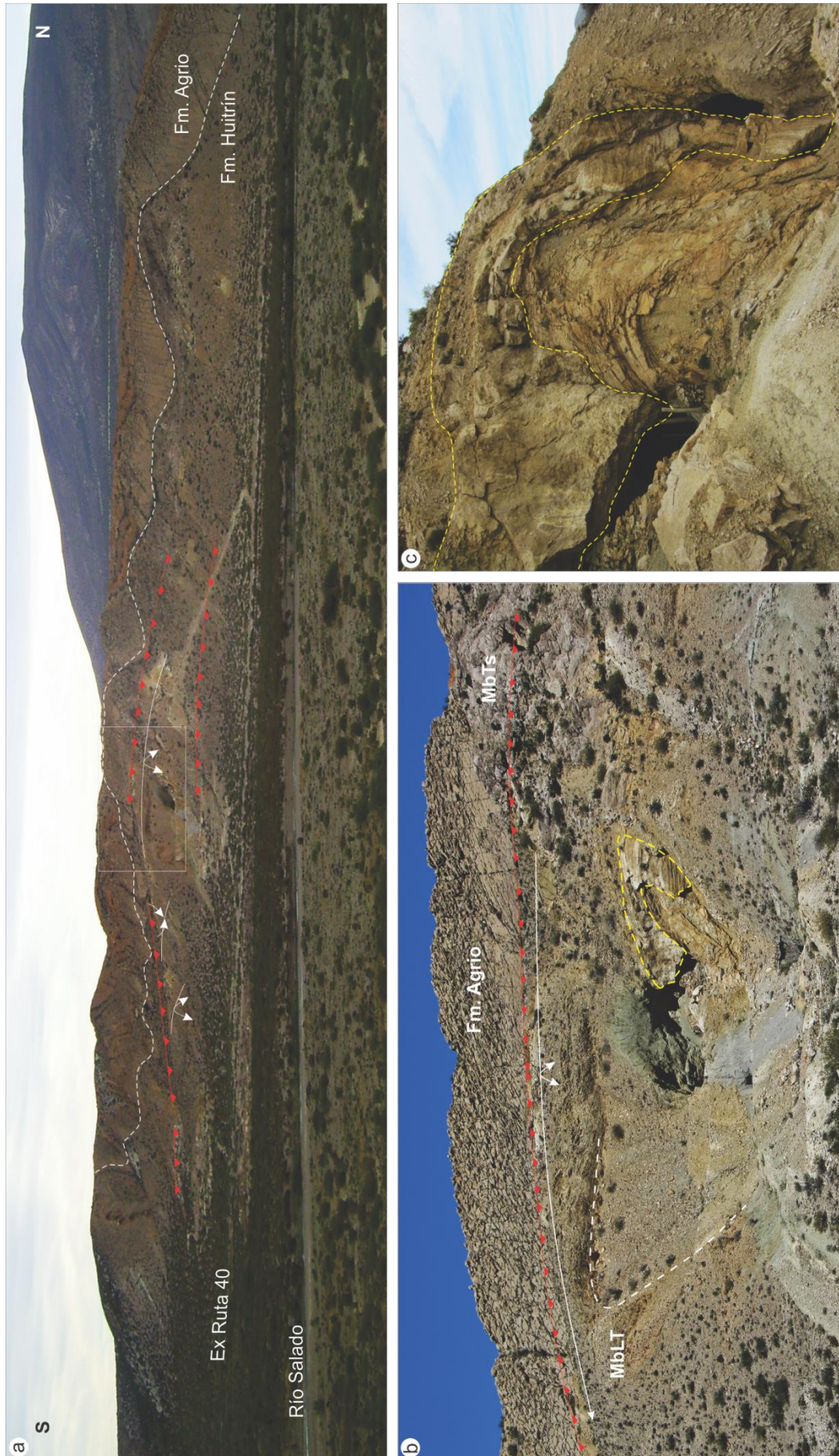


Figura V-3. **a-** Vista general de la mina Santa Bárbara. En línea de trazos el límite entre Formación Agrío y Huitrín. **b-** Detalle de la labor principal de la mina Santa Bárbara observándose el plegamiento postmineralización que afecta al Miembro La Tosca (MbLT). **c-** Banco mineralizado plegado hospedado en el Miembro La Tosca.

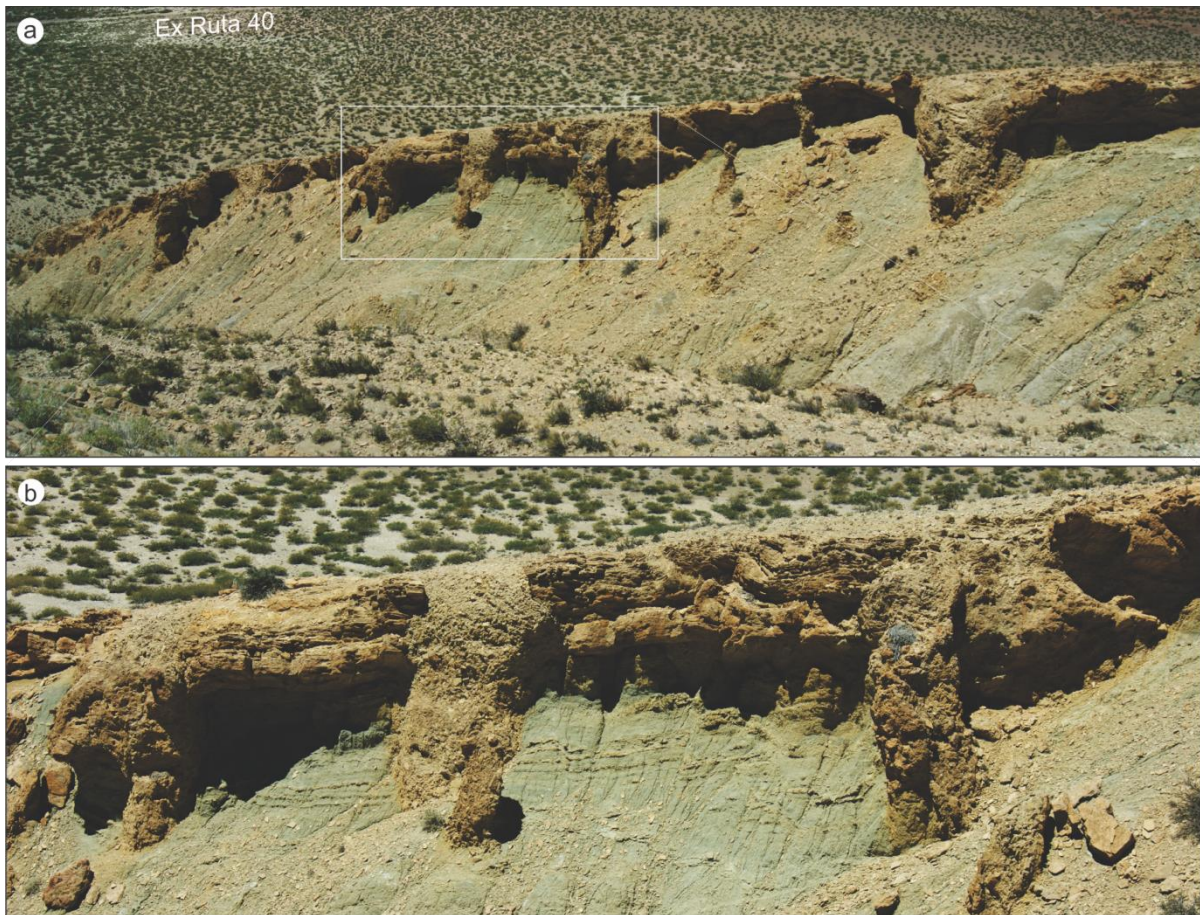


Figura V-4. **a-** Brechas de colapso en el Miembro la Tosca al sur de la mina Santa Bárbara. **b-** En detalle.

encima y en forma concordante se apoyan las evaporitas de este Miembro. Las evaporitas están constituidas principalmente por yeso/anhidrita de coloración blanquecina. Este nivel internamente presenta una estructura laminada y exhibe milimétricas intercalaciones de carbonato micrítico oscuro. Es de destacar que por sectores las evaporitas se encuentran calcitizadas.

La sección continúa con el Miembro La Tosca, que se inicia con arcilitas verdosas y está constituido principalmente por calizas de coloración castaño claro-pardo amarillento en afloramiento y gris parduzca en fractura fresca. Se han identificado diferentes facies sedimentarias: pelitas verdosas, calizas micríticas, calizas oolíticas dolomíticas, calizas esqueléticas o esqueletales. Las mismas se presentan en bancos tabulares de pocos centímetros de espesor, dando un aspecto lajoso. Entre los planos de estratificación se observaron abundantes restos de pelecípodos. El pelecípodo identificado posiblemente corresponda a *Argenticyprina mulensis* sp. (Lazo y Damborenea, 2011). Este invertebrado de edad barremiana presenta una gran distribución que facilita la identificación y correlación del Miembro (Lazo y Damborenea, 2011). No se pudo determinar el espesor total de esta sección debido al grado de deformación que presenta. Al sur de la mina Santa Bárbara se han observados brechas de colapso kárstico producto de la disolución de las evaporitas

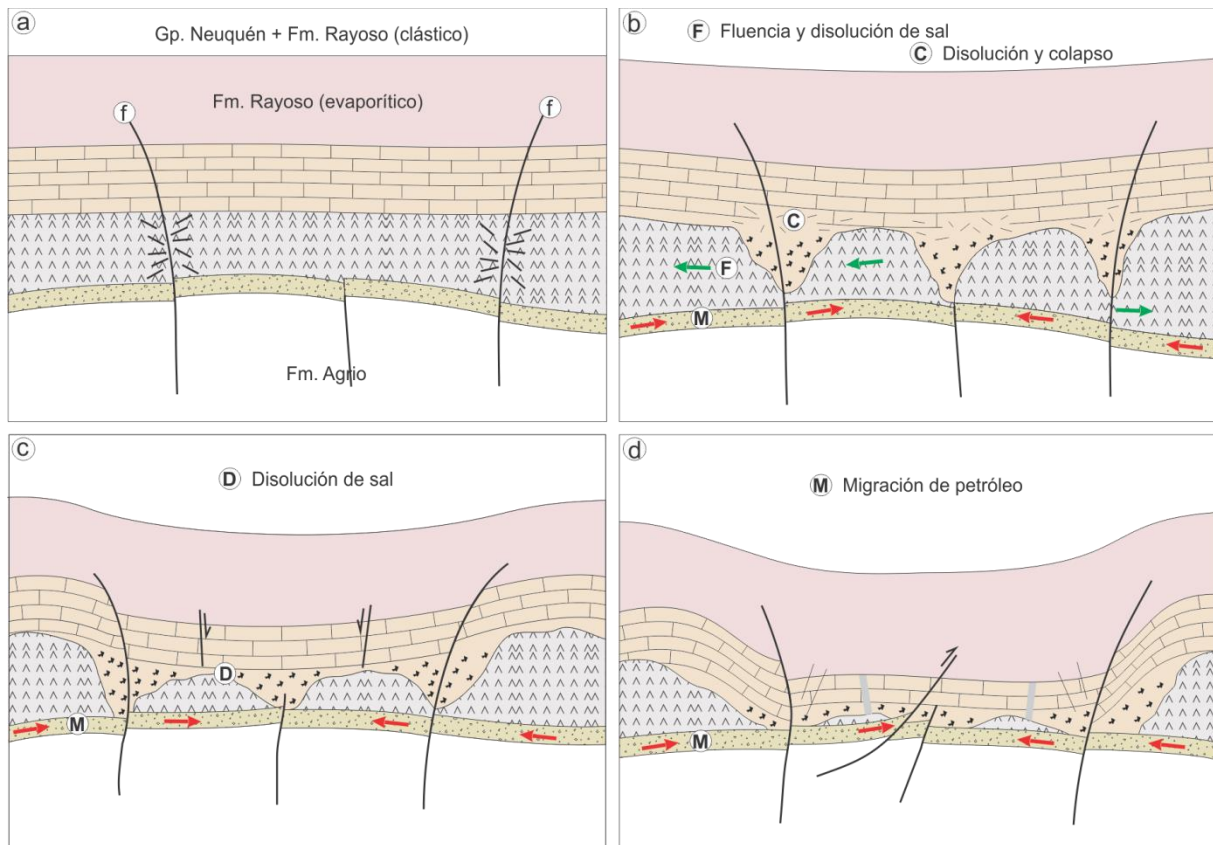


Figura V-5. Modelo evolutivo propuesto para las brechas de colapso kárstico (Modificado de [Zencich et al. 1999](#)) subyacentes (Figura V-4). [Zencich et al. \(1999\)](#) proponen un modelo evolutivo de colapso kárstico en el área de Paso Bardas Norte, ubicado al norte de la provincia del Neuquén. El modelo contempla la disolución de las evaporitas y la fluencia de la sal que originan el posterior colapso de la unidad suprayacente, asociado a la reactivación de fallas verticales (Figura V-5).

La secuencia de interés culmina con el Miembro Salina que se encuentra constituido principalmente por arcilitas varicolores acompañadas en menor grado por evaporitas que cubren concordantemente al miembro anteriormente descripto. En este distrito no se encuentra bien aflorado y solamente se lo ha observado plegado y fallado al norte de la mina Santa Ana y en los laboreos subterráneos de la mina 4 de Noviembre.

V.1.1.2- Unidad ígnea identificada (magmatismo Cretácico sup.-Eoceno?)

En el área se ha identificado un dique (E2407377-N5758737) que intruye a las Formaciones Mulichinco y Agrio (Figura V-6). El dique presenta un rumbo N25°O con un buzamiento de 70°SO y un espesor promedio de 2 m. En el contacto con las rocas de caja se desarrolla una aureola de aproximadamente 50 cm de espesor, denotando un neto contraste térmico que permite inferir, junto a la textura amigdular identificada, un emplazamiento somero. El dique muestra mesoscópicamente una textura afanítica con

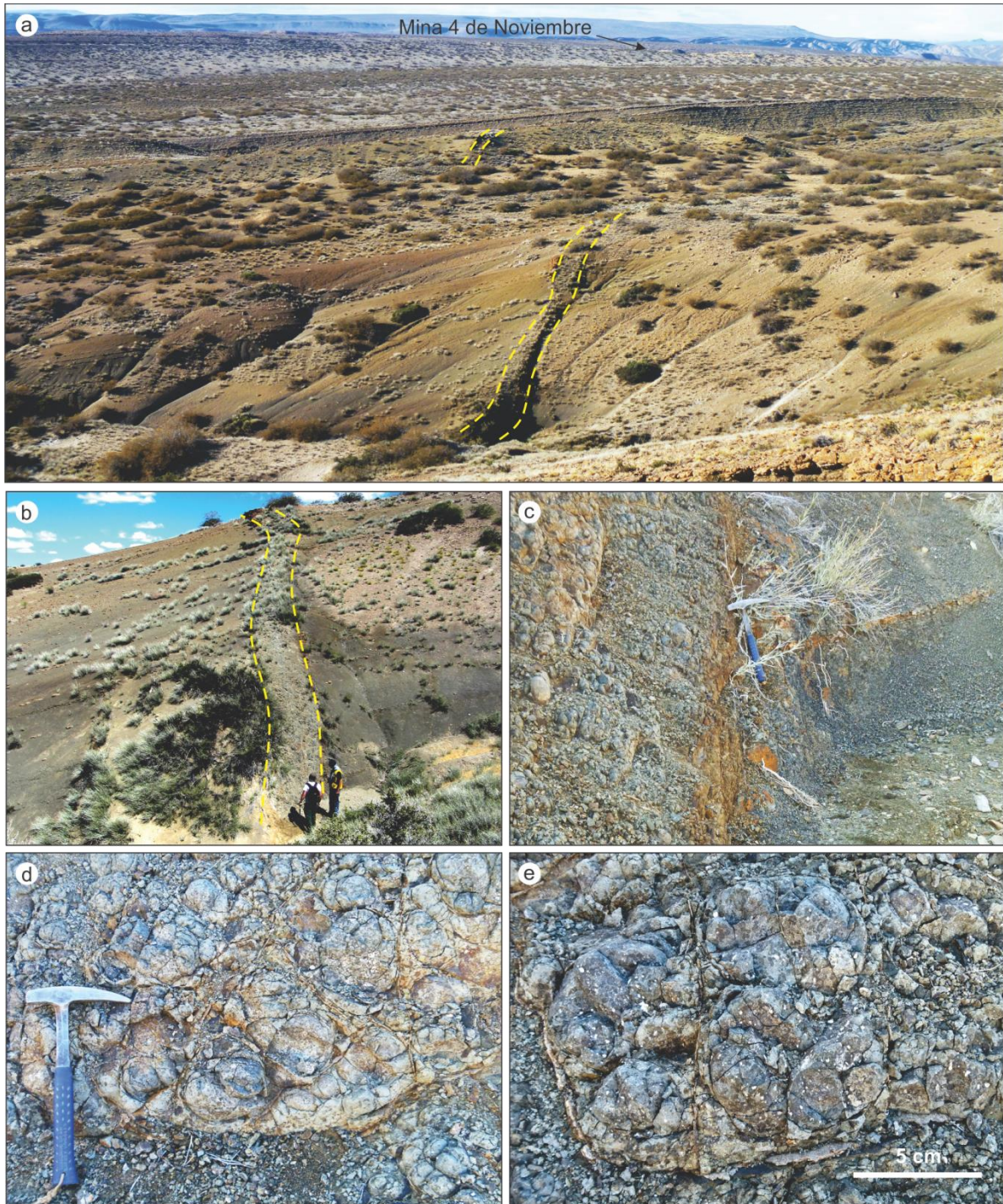


Figura V-6. **a y b**-Afloramiento del dique ígneo identificado en el área de estudio emplazado en la Formación Agrio. **c**- Relación con la roca de caja. Obsérvese la aureola de contacto. **d y e**- Detalle del afloramiento con diaclasas concéntricas y presencia de vesículas rellenas de calcita.

presencia de vesículas rellenas de calcita y microscópicamente una textura pilotáxica con cristales prismático-tabulares de plagioclasa alterados a sericita y caolinita, cristales de hornblenda parcialmente alterados a clorita y posiblemente individuos de olivina totalmente reemplazados a clorita (Figura V-7). Como minerales opacos se reconoce un diseminado de cristales cúbicos de magnetita y pirita, estos últimos relleno de cavidades intersticiales.

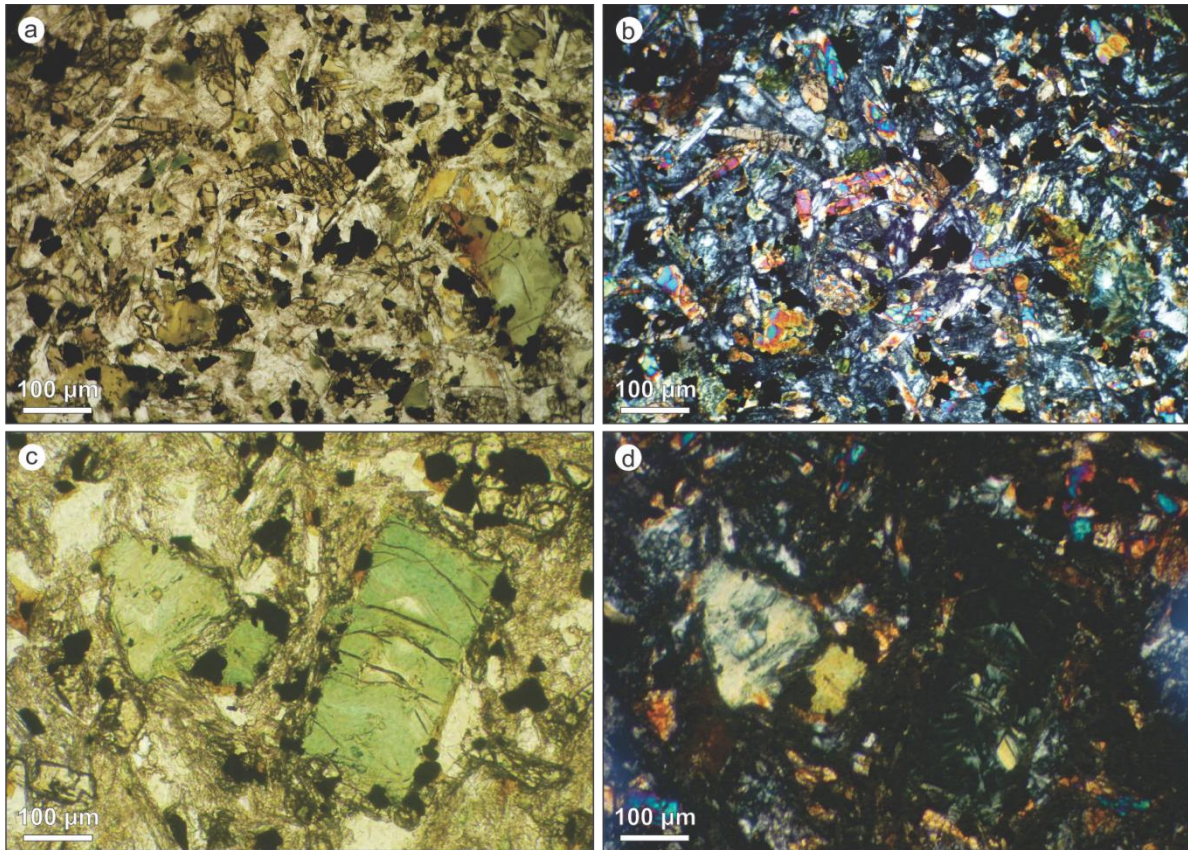


Figura V-7. **a-** Textura pilotáxica con presencia de opacos (magnetita y pirita). **b-** Con nicoles cruzados. **c-** Posible olivina alterada a clorita. **d-** Con nicoles cruzados.

En el contacto con la roca de caja se observa la obliteración de los planos de estratificación original y se desarrollan planos paralelos al rumbo del dique. Además en afloramiento el cuerpo ígneo presenta diaclasas concéntricas de hasta 15 cm de diámetro, a su vez limitadas por otro sistema de diaclasas. Estas estructuras son similares a las citadas por [Bermúdez y Delpino \(2008\)](#) en sills de microgabros en el sur de Mendoza, formados posiblemente durante un rápido enfriamiento.

V.1.1.2.1- Geoquímica de rocas ígneas

Se analizaron geoquímicamente dos muestras pertenecientes al dique basáltico identificado en el extremo sur del Cordón del Salado (distrito Bajada del Agrio). Las mismas presentan un contenido de 44,83% y 44,93% SiO_2 ; 18,3% y 19,74% Al_2O_3 ; bajos valores de TiO_2 ($\leq 1,00\%$); MnO ($\leq 0,22\%$) y P_2O_5 ($\leq 0,62\%$). El FeO alcanza a 11,90%, el MgO a 10,53%, el CaO a 4,50% y los álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) a 4,88% (Tabla VI-1). El elevado LOI ($\leq 5,78\%$) refleja la alteración de las muestras, representada por sericitización y caolinización que afecta a plagioclasas y la cloritización a la hornblenda. Composicionalmente exhiben características de basaltos subalcalinos según [Winchester y Floyd \(1977\)](#), aunque con valores bastante bajos de la relación Nb/Y ($< 0,01$). Estas muestras grafican en el campo calcoalcalino del diagrama AFM ([Irvine y Baragar, 1971](#)). El diagrama normalizado a manto

Elementos Mayoritarios (%)												
Muestras	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	SUMA
19319	44,83	1,00	18,30	12,46	0,21	10,53	3,11	3,80	1,03	0,62	5,78	101,67
19322	44,93	0,98	19,74	13,22	0,22	10,43	4,50	3,80	1,08	0,36	4,93	104,19
Elementos Traza (ppm)												
Muestras	Li	Be	B	P	Sc	Ti	V	Cr	Co	Ni	Cu	
19319	190,00	0,47	46,5	240	26,10	4370	250	29,10	30,20	17,62	57,60	
19322	160,00	0,48	90,0	200	24,40	4290	240	28,40	31,10	19,42	53,50	
	Zn	Ga	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ru	Pd	Ag	
	78,77	8,56	0,49	22,83	837,88	12,94	32,90	0,02	0,25	11,30	0,02	
	78,77	8,56	1,54	20,11	741,73	13,39	32,70	0,08	0,16	11,10	0,02	
	Sn	Sb	Cs	Ba	Hf	Tl	Pb	Th	U			
	0,08	0,24	2,12	369,59	1,05	0,14	b.l.d.	0,47	0,03			
	0,23	b.l.d.	7,40	369,59	1,08	0,27	11,56	0,41	0,03			
Tierras Raras (ppm)												
Muestras	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho		
19319	6,12	13,87	2,19	13,24	3,03	0,64	2,31	0,42	3,32	0,78		
19322	5,88	15,57	2,36	14,29	3,21	0,66	2,51	0,44	3,50	0,83		
	Er	Tm	Yb	Lu								
	2,32	0,31	2,25	0,26								
	2,41	0,32	2,31	0,28								

Tabla V-1. Análisis químicos del dique ígneo identificado. b.l.d.: Bajo límite de detección.

primitivo (Sun y McDonough, 1989) muestra un enriquecimiento de elementos incompatibles con relación a aquellos más compatibles, así como una marcada anomalía negativa de Nb (Figura VI-8). El contenido total de tierras raras es bajo (51,05-54,56 ppm). El diagrama normalizado a condrito (McDonough y Sun, 1995) exhibe enriquecimiento en tierras raras livianas y un bajo fraccionamiento de tierras raras pesadas (La_N/Lu_N : 2,19-2,48); las anomalías de Eu son levemente negativas (Eu/Eu^* : 0,68-0,70).

En el diagrama La/10-Y/15-Nb/8 de Canabis y Lécalle (1989) se destacan tres dominios distintos característicos de los principales ambientes geodinámicos generadores de magma. El lado La-Y del diagrama representa los magmas de ambientes orogénicos compresivos asociados a zonas de subducción, el lado Y-Nb a los de ambientes anorogénicos distensivos de intraplaca y el lado La-Nb a los de ambientes de intraplaca, tardío-orogénicos y post-orogénicos, tanto compresivos como distensivos. Las muestras analizadas grafican en el campo de los basaltos calcoalcalinos. También fue utilizado el diagrama Th-Hf/3-Ta de Wood (1980) que permite discriminar lavas básicas y silícicas originadas en la mayoría de los ambientes tectónicos. Las muestras grafican en el campo de los basaltos de arco volcánico (Figura VI-8). El campo “D” puede ser subdividido en toleitas de arco de islas ($Hf/Th > 3$) y basaltos calcoalcalinos ($Hf/Th < 3$). Las relaciones Hf/Th de 2,24-2,66 ubican a las muestras analizadas en la porción superior del subcampo de los basaltos calcoalcalinos, conjuntamente con las provenientes del magmatismo Cretácico superior-Eoceno (Mateo et al., 2011).

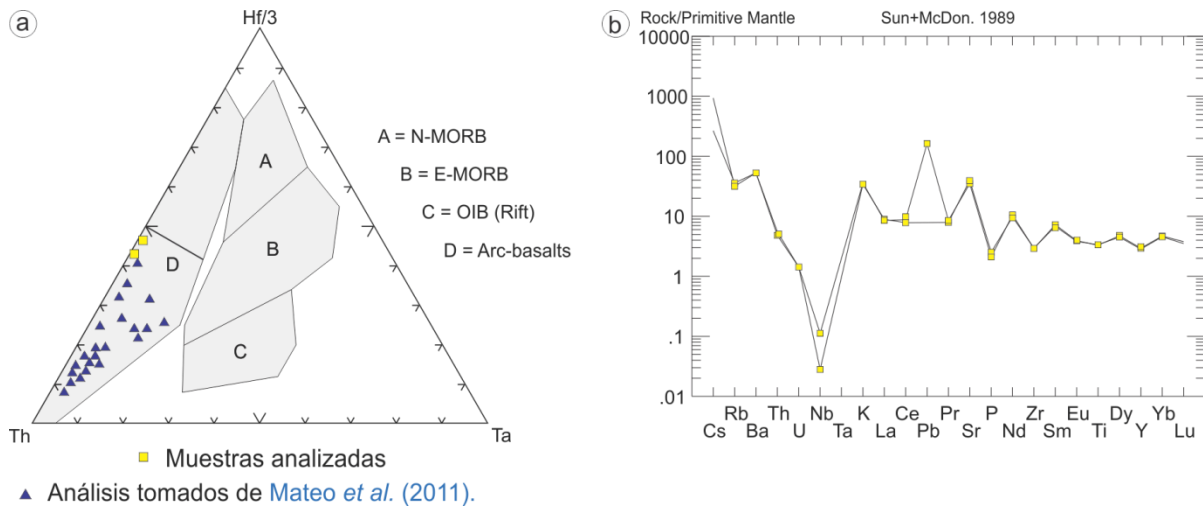


Figura V-8. a- diagrama Th-Hf/3-Ta (Wood, 1980) con las muestras analizadas, superpuestas con los análisis de Mateo Fernández Caso et al. (2011). b- diagrama normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) con las muestras analizadas.

V.1.1.2.2- Consideraciones preliminares

Si bien el número de análisis es bajo se puede arribar a deducciones de carácter preliminar para la caracterización petrotectónica del dique basáltico hallado. El diagrama normalizado a condrito muestra bajos contenidos de Tierras Raras, con enriquecimiento de Tierras Raras livianas respecto de las pesadas y pequeñas anomalías negativas de Eu, rasgos geoquímicos típicos de los basaltos de arco continental (Cullers y Graf, 1984). Por su parte, el diagrama normalizado a manto primitivo exhibe enriquecimiento de elementos incompatibles respecto de los más compatibles y anomalía negativa de Nb. Esta última, junto con anomalías negativas de Ti y Ta, generalmente se relacionan con zonas de subducción (Briqueu et al., 1984). Asimismo, el enriquecimiento en algunos elementos litófilos de gran radio iónico (ej.: Sr y Ba) y en elementos de las Tierras Raras livianas podría deberse a la asimilación del material cortical que experimentan los magmas calcoalcalinos en su ascenso a través de una corteza engrosada.

Los diagramas de clasificación geoquímica y discriminación tectónica indican que el dique identificado en el extremo sur del Cordón del Salado es de composición basáltica y naturaleza calcoalcalina y se habría originado en un ambiente de arco volcánico continental. Posiblemente vinculado al magmatismo de edad Cretácico superior-Eoceno del área.

V.1.1.3- Estructuración del área

Los depósitos que conforman el distrito minero Bajada del Agrio se ubican en el flanco oriental del anticlinal Punta Alta. El anticlinal Punta Alta se conecta hacia el este con el anticlinal del río Agrio mediante un sinclinal tendido. Ambas estructuras antiformentales presentan crestas suaves y flancos empinados, tanto en el tercio cuspidal de la Formación Agrio como en la parte basal de la Formación Huitrín.

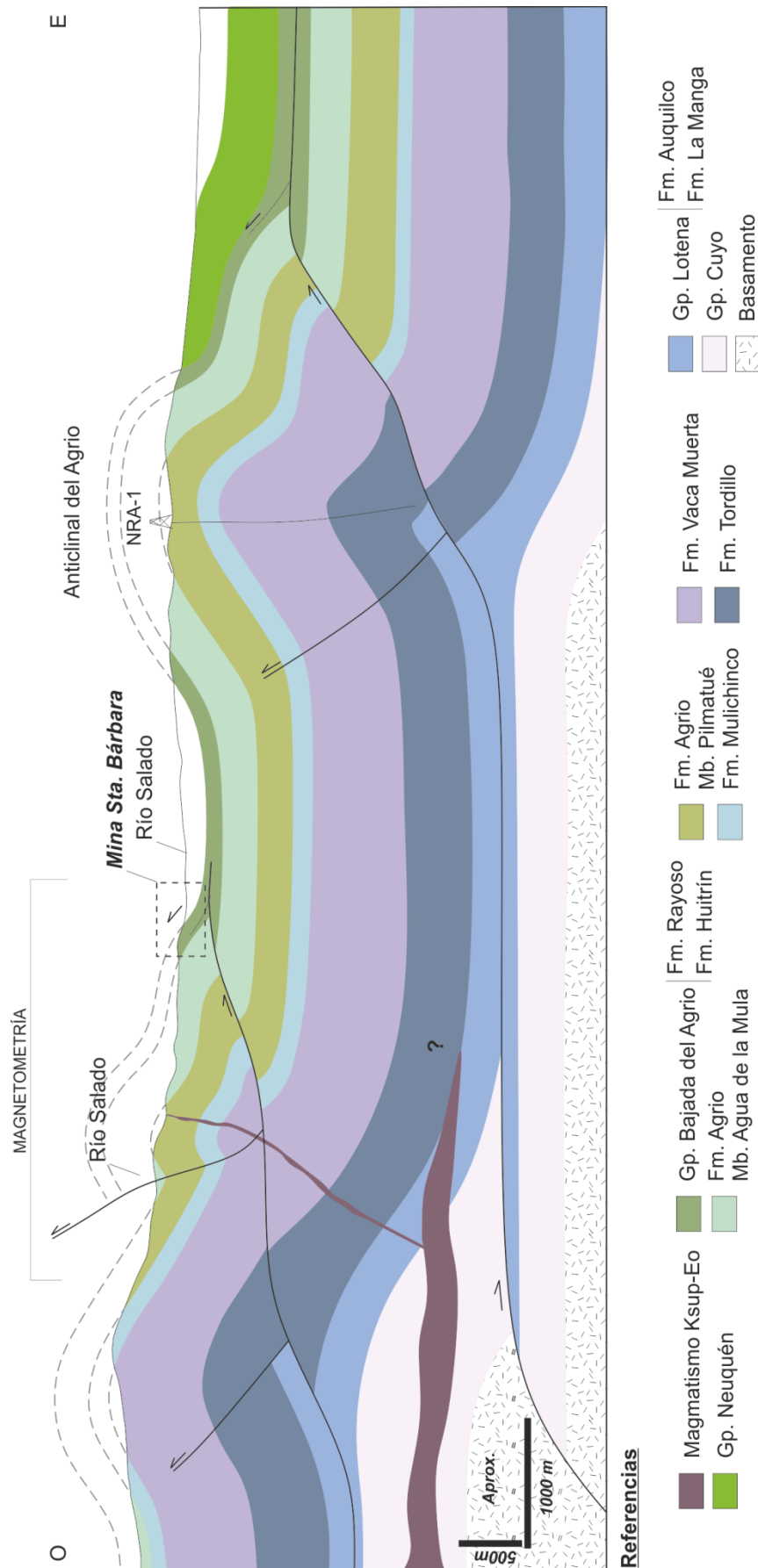


Figura V-9. Sección estratigráfico-estructural del área de mina Santa Bárbara sobre la línea sísmica L92-122 (Figura V-1). Interpretación basada en afloramientos y magnetometría terrestre (Ver Capítulo VI). Modificado de [Zamora Valcarce \(2007\)](#).

El banco mineralizado hospedado en el Miembro Troncoso superior en la mina Santa Bárbara presenta un rumbo predominantemente NNE-SSO a N-S con inclinaciones de 40° y 50° al este. La corrida de afloramientos que hospeda la mineralización se desarrolla con una extensión variable debido al desplazamiento producido por pequeñas fallas de rumbo postmineralización que varían entre N 80°-130° E (Anexo V-1). Si bien la inclinación dominante de las capas es al E, estas están asociadas a una mayor complejidad estructural, por lo cual en la zona mineralizada se registran inclinaciones de estratos subverticales de sentido opuesto, conformando anticlinales y sinclinales apretados, volcados y delimitados por fallas inversas. Los pliegues son levemente asimétricos con dirección NE y variable buzamiento. Se considera que los niveles de yeso y pelitas del Miembro Troncoso superior han favorecido la deformación frágil-dúctil de los estratos más incompetentes, en especial de las calizas del Miembro La Tosca, que presentan fuertes replegamientos (Figura V-9). Esta deformación, posiblemente postmineralización mantiforme, ha afectado a la mineralización hospedada en ambos Miembros (Figura V-3).

V.1.1.4- Descripción de la mineralización en el distrito Bajada del Agrio

La mineralización se hospeda de manera concordante en la base del Miembro Troncoso superior y en el Miembro La Tosca de la Formación Huitrín. En general el manto presenta potencias variables entre los 0,40 y 2 metros y se caracteriza por presentar la alternancia de capas milimétricas de sulfatos de Sr y carbonatos de Ca, que constituyen en su conjunto una típica textura cebrada (*ver descripción texturas cebradas V.2.2*). En la mina Santa Bárbara el manto mineralizado se encuentra hospedado en ambos Miembros; la explotación en el Miembro Troncoso superior se puede apreciar en interior mina y en las labores del más al norte, mientras que la explotación en el Miembro La Tosca se observa en los flancos y en la zona de charnela de los anticlinales menores (Figura V-3 b y c). El manto está constituido mayoritariamente por baritocelastina; hacia la parte cuspidal del banco las características composicionales son similares, pero con mayor predominio de la fracción carbonática respecto a los sulfatos (Figura V-10). Una característica distintiva es que al golpear las rocas del manto mineralizado liberan olor fétido.

La mineralización también presenta texturas de relleno de espacios abiertos, hospedadas en las calizas porosas, con tamaño de unos pocos centímetros. Estos espacios corresponden tanto a porosidad primaria como a porosidad secundaria. Por sectores estas cavidades de disolución cortan a la textura bandeada, y se encuentran rellenas de baritina **Brt-I**, manifestándose como pequeñas geodas (Figura V-10). Esto indica que el fluido que disolvió y removilizó del manto original posteriormente generó la precipitación de sulfatos ricos en Ba respecto a Sr, denotando de esta manera la solubilidad diferencial de los

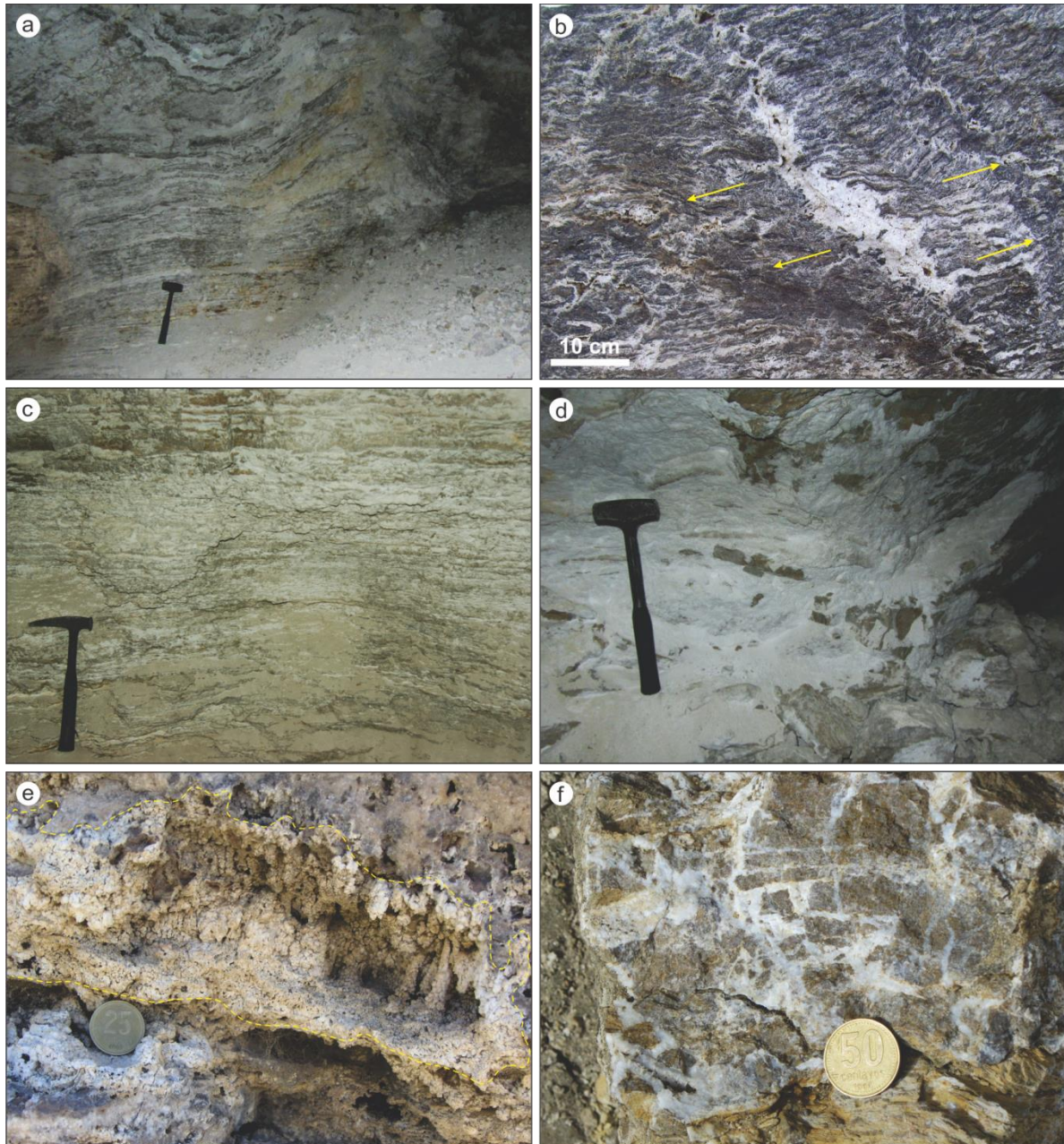


Figura V-10. **a-** Banco mineralizado con textura bandeada en interior mina de Santa Bárbara, hacia arriba aumenta la fracción carbonática. **b-** Textura bandeada o cebrada en el banco mineralizado, observándose el avance de la celestina entre las bandas carbonáticas a partir de una discontinuidad. **c-** Banco mineralizado con textura bandeada en la mina 4 de Noviembre. **d-** Relictos de la roca de caja (castaño oscuros) rodeados de celestina, paralelos a la estratificación. **e-** Pequeñas cavidades de disolución en calizas rellenas de baritina. **f-** Brechas producidas por el crecimiento del sulfato. Diámetro de la moneda 25 mm.

sulfatos de Ba y Sr (de Barrio *et al.*, 2008). Además se reconocen vetillas de calcita y yeso que cortan al manto mineralizado.

V.1.2- DISTRITO CORDÓN DEL SALADO-CERRO PICHI MULA

El distrito minero se localiza aproximadamente a 60 km al sur de la localidad de Chos Malal, próximo a la comunidad de Churriaca. Se encuentra constituido por depósitos mantiformes hospedados en la Formación Huitrín y por depósitos vetiformes hospedados en la Formación Agrio. Los primeros están constituidos por las minas El Endemoniado I, II y III



Figura V-11. **a-** Mapa geológico del distrito Cordón del Salado-Cerro Pichi Mula con la ubicación de los depósitos de Sr-Ba. **b-** Mapa de detalle del sector central del anticlinal Pichi Mula. **c-** Ubicación de la imagen de detalle (Anexo V-2).

ubicadas en el flanco oriental del Cordón del Salado y por las minas Dios Alado, Minarete, Los Robertos, entre otras situadas en el flanco occidental del cerro Pichi Mula. Los depósitos vetiformes se hallan en el centro del anticlinal Pichi Mula y están constituidos por las minas La Lusinata y Nicolasa (Figura V-11). Las minas El Endemoniado y Dios Alado son las más importantes de la zona y si bien se mantuvieron en producción hasta hace poco tiempo, en la actualidad se encuentran inactivas. En todos los casos el método de explotación fue mediante laboreos a cielo abierto.

V.1.2.1- Unidades sedimentarias

En el área afloran principalmente unidades sedimentarias de edad cretácica temprana. Las Formaciones que se encuentran son: Agrio (Grupo Mendoza) y Huitrín y Rayoso (Grupo Bajada del Agrio) (Figura V-11). La Formación Agrio en el Distrito está constituida por los Miembros Pilmatué, Avilé y Agua de la Mula. Los Miembros Pilmatué y Agua de la Mula se caracterizan por la presencia dominante de pelitas gris verdosas a gris oscuras, con intercalaciones de calizas micríticas y calizas bioclásticas con abundante fauna de invertebrados marinos, mientras que el Miembro Avilé es una unidad silicoclástica principalmente compuesta por depósitos arenosos de ambiente continental.

Por encima del Miembro Agua de la Mula yace discordantemente el Miembro Troncoso inferior de la Formación Huitrín, que se inicia con depósitos silicoclásticos de ambiente fluvial. Éstos se encuentran compuestos por areniscas finas, medias a gruesas, cuarzo-feldespáticas con intercalaciones pelíticas. Se observó estratificación entrecruzada en artesas, en algunos casos intraclastos pelíticos en la base de las artesas, estratificación planar y óndulas de corriente. En afloramiento este intervalo presenta una coloración castaña grisácea a rojiza y se registró un espesor máximo de 9 m.

Suprayacen a las rocas silicoclásticas las calizas micríticas del Miembro Troncoso superior, caracterizadas por presentar una estructura interna laminada plana a crenulada de escala milimétrica. Éstas constituyen las facies de boundstone que se encuentran ampliamente distribuidas y presentan gran importancia debido a que hospedan la mineralización (*ver facies boundstone-bindstone V.4.2.b*). Por encima se presenta el banco de yeso de color blanquecino, que cubre concordantemente las facies previas. Internamente las evaporitas presentan una estructura laminada y por sectores desarrollan una textura tipo “chicken wire”. Además se desarrollan cavidades de disolución de considerables dimensiones evolucionando hasta cavernas kársticas, de varios decímetros de tamaño.

La sección continúa con las calizas fosilíferas del Miembro La Tosca. En el área esta unidad se encuentra pobremente expuesta, lo que dificultó su observación y solamente se han podido identificar pelitas verdosas y calizas micríticas, intercaladas con bancos tabulares de pocos centímetros de espesor. La secuencia culmina con el Miembro Salina

que se encuentra constituido principalmente por arcilitas varicolores que cubren concordantemente al miembro anteriormente citado.

V.1.2.2- Estructuración del área

Los depósitos mantiformes estudiados se encuentran situados entre el flanco occidental del anticlinal Pichi Mula y el flanco oriental del Cordón del Salado, mientras que los depósitos vetiformes se ubican en la zona de cresta del anticlinal Pichi Mula. Ambos se caracterizan por presentar crestas suaves y flancos empinados. En superficie afectan a la Formación Agrio, mientras que su núcleo está constituido por la Formación Vaca Muerta.

El flanco oriental del Cordón del Salado presenta inclinaciones entre los 40° y 50° al este tanto en el tercio cuspidal de la Formación Agrio como en la parte basal de la Formación Huitrín (Anexo V-2). El anticlinal Pichi Mula presenta un rumbo norte-sur, doblemente buzante con una longitud de unos 30 km y un ancho de 4,5 km. En el sector interno afloran los Miembros Pilmatué, Avilé y Agua de la Mula de la Formación Agrio (Figura V-11) con inclinaciones en los flancos del orden de los 50° a 70° y en la zona de cresta entre 5 y 20°. Estas estructuras presentan una evolución y estructuración muy compleja. [Zamora Valcarce et al. \(2009\)](#) analizaron en detalle este plegamiento y observaron que en muchos casos esos pliegues han evolucionado a pliegues de propagación y pliegues de flexión de falla con un despegue en las evaporitas jurásicas de la Formación Auquilco y un despegue superior en las evaporitas de la Formación Huitrín.

Los depósitos que se ubican en el Cordón del Salado presentan una marcada orientación de rumbo predominantemente NNO-SSE, con inclinaciones promedio de 50° al este, mientras que las mineralizaciones localizadas en el cerro Pichi Mula presentan un rumbo NNE-SSO con inclinaciones promedio de 70° oeste y con una extensión variable debido al desplazamiento producido por fallas de rumbo (Figura V-11).

V.1.2.3- Descripción de la mineralización

V.1.2.3.1- Mineralización mantiforme

La mineralización se hospeda en la base del Miembro Troncoso superior asociada a facies carbonáticas y yesíferas laminadas. El manto mineralizado presenta espesores variables entre los 0,20 y 1,5 metros y una composición baritocelstínica. Se caracteriza por presentar una alternancia de capas milimétricas de sulfatos de Sr y carbonatos de Ca, que constituyen una típica textura bandeada o cebrada (*ver descripción texturas cebradas V.2.2*). Éste presenta intercalaciones lentiformes de celestina parda denominada localmente “barita mora”, la cual desarrolla un hábito masivo a laminado. En la base y hacia el techo del manto se observan cavidades de disolución con tamaños variables del orden de unos pocos centímetros. Estos espacios de disolución se encuentran rellenos por baritina, la cual se

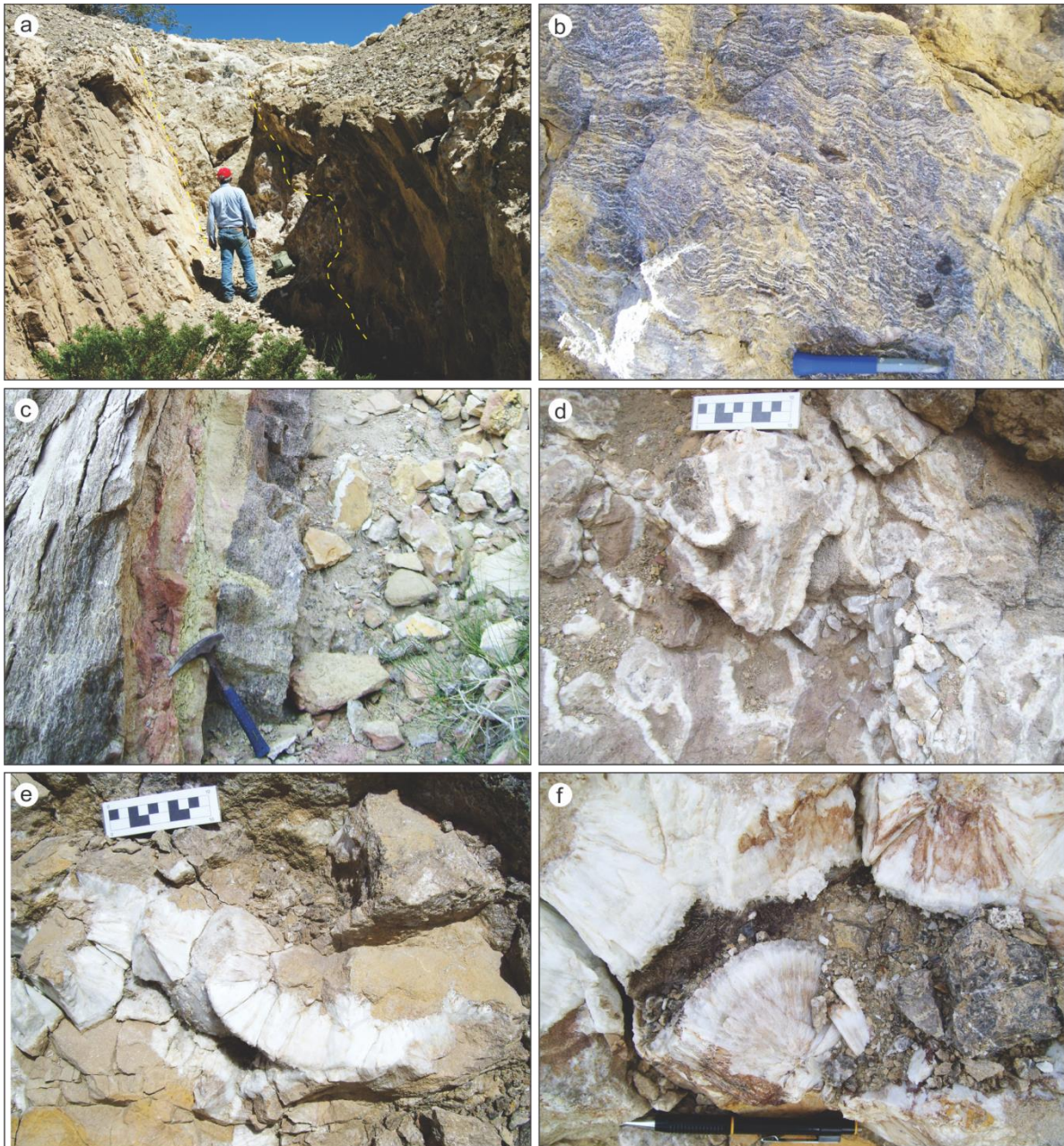


Figura V-12. **a-** En línea de trazos el banco mineralizado en la mina Los Robertos. **b-** Textura cebrada en el frente de explotación de la mina El Endemoniado. **c-** Nivel de celestina mora en la mina Los Robertos. **d-** Clastos de caliza con precipitación en forma concéntrica de baritina. Mina Los Robertos. **e y f-** Removilización con textura botroidal de baritina en cavidades de disolución.

manifiesta en texturas de relleno con hábitos estalactíticos y columnares de unos pocos centímetros de longitud (Figura V-12). Además las cavidades forman lentes rellenos de celestobaritina y/o baritina con cristales fibroso radiados, nucleados desde las paredes de las cavidades. Por sectores, estas estalactitas no son verticales, por lo que se interpreta que existió un episodio de deformación posterior a la precipitación.

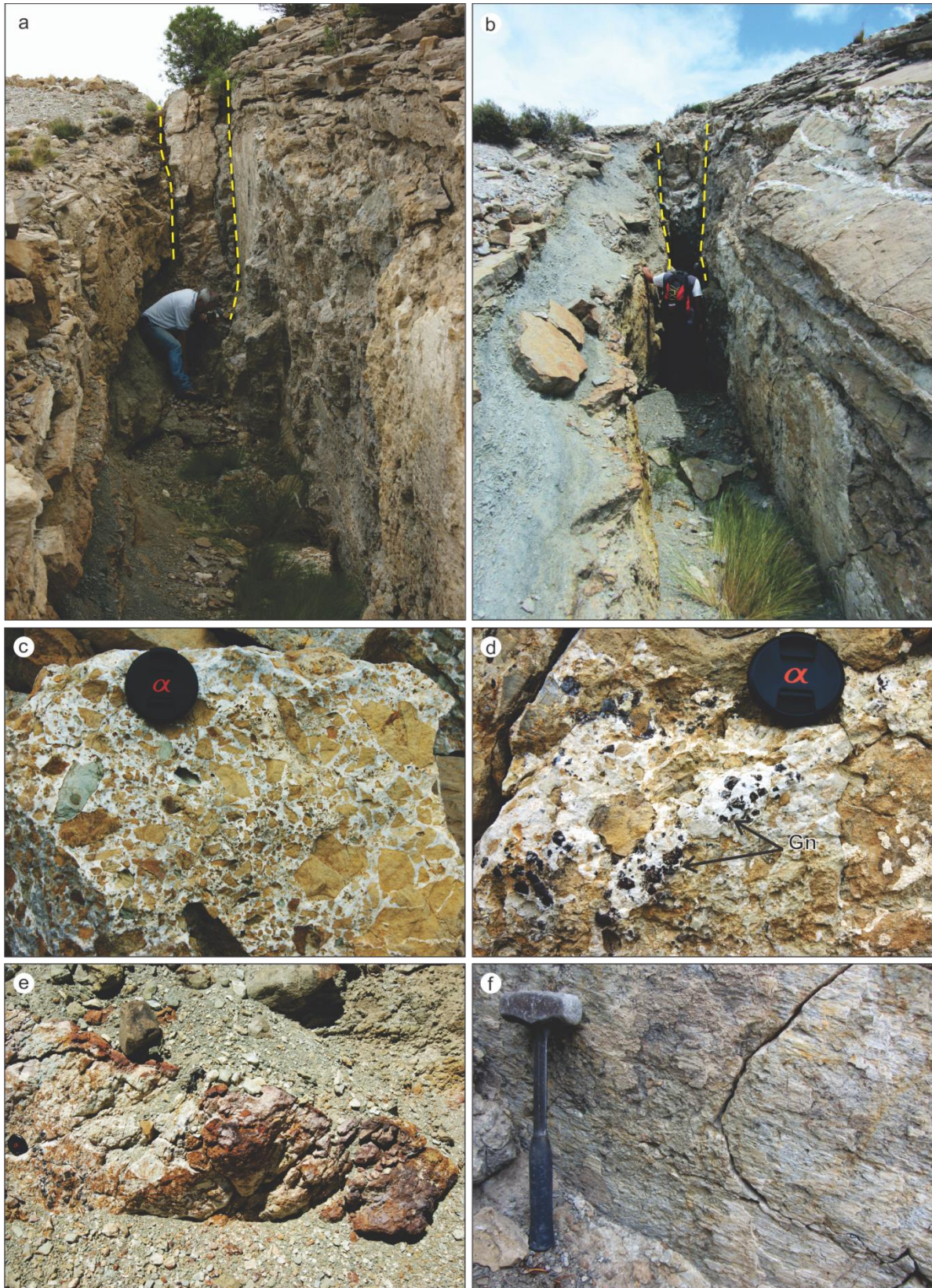


Figura V-13. **a** y **b**- Laboreos de explotación en las vetas brechosas. **c**- Brecha I con clastos de la Formación Agrio cementada por baritina. **d**- Ídem con cristales idiomorfos de galena de hasta 1cm. **e**- Afloramiento de la brecha II con abundantes óxidos y clastos de baritina. **f**- Estrías de falla en las paredes de la roca de caja. Diámetro de la tapa 55 mm.

V.1.2.3.2- Mineralización vetiforme

V.1.2.3.2.a- Descripción de la mineralización

En el anticlinal Pichi Mula se identificó un conjunto de vetas con estructura brechosa, distribuidas en dos sectores: uno en el centro y otro hacia el extremo norte de la estructura anticlinal (Figura V-11). Estas estructuras mineralizadas presentan un bajo contraste topográfico con la roca de caja, por lo que se dificulta su reconocimiento en superficie, consecuentemente el relevamiento se realizó siguiendo los laboreos de explotación. Los rajos del sector central corresponden a las minas La Lusinata y Nicolasa, actualmente inactivas, mientras que de las demás labores no se tiene registro catastral. Las vetas presentan una extensión variable en el rumbo y se pudo determinar corridas discontinuas de pocas decenas de metros, con espesores variables de entre 0,3 y 1,2 m (Figura V-13).

En relación a la composición de los clastos y la matriz se han discriminado en el área tres tipos de brechas. El primer tipo es el más abundante y está representado por una textura clasto sostén caracterizada por presentar clastos angulosos a sub-angulosos con dimensiones máximas de hasta 10 cm. Los clastos no presentan orientación definida y son de naturaleza heterolítica, incluyendo principalmente fragmentos de roca de caja (calizas, areniscas y pelitas de la Formación Agrio). Ésta se encuentra cementada principalmente por baritina **Brt-II** y calcita **Cal-III**. En forma subordinada se observan cristales idiomorfos de hasta 1 cm de galena **Ga** (Figura V-13). En la figura V-14 se observa baritina **Brt-II** en contacto con galena **Ga**, cristales de galena **Ga** incluyendo a calcopirita **Cpy** y covelina **Cv** reemplazando la calcopirita (Figura V-14).

En el segundo tipo se identificó una textura clasto sostén con clastos de baritina proveniente es del primer pulso mineral, sub-angulosos y cementados con abundante relleno limonítico, de color castaño rojizo. El tercer tipo de brecha presenta una textura clasto sostén con individuos de baritina sub-angulosos y una matriz microcristalina constituida por cuarzo, material arcilloso y limonítico, pudiéndose tratar de un relleno de falla (fault gouge). Esto indicaría la reactivación de los planos de falla que contienen a las vetas brechosas.

V.1.2.3.2.b- Emplazamiento y control de la mineralización

El sistema de vetas se emplaza principalmente en el Miembro Pilmatué y en menor medida en el Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio. Este sistema se hospeda en fracturas de cizalla oblicuas al eje de la estructura anticlinal, el cual presenta una orientación predominantemente N-S. Las fracturas de cizalla mineralizadas presentan dos orientaciones principales NE-SO y ENE-OSO con inclinaciones verticales a subverticales (Figura V-15). Para determinar la dirección de los esfuerzos que actuaron en la generación de estas estructuras, se consideró la orientación de las fracturas, fallas y brechas que conforman el

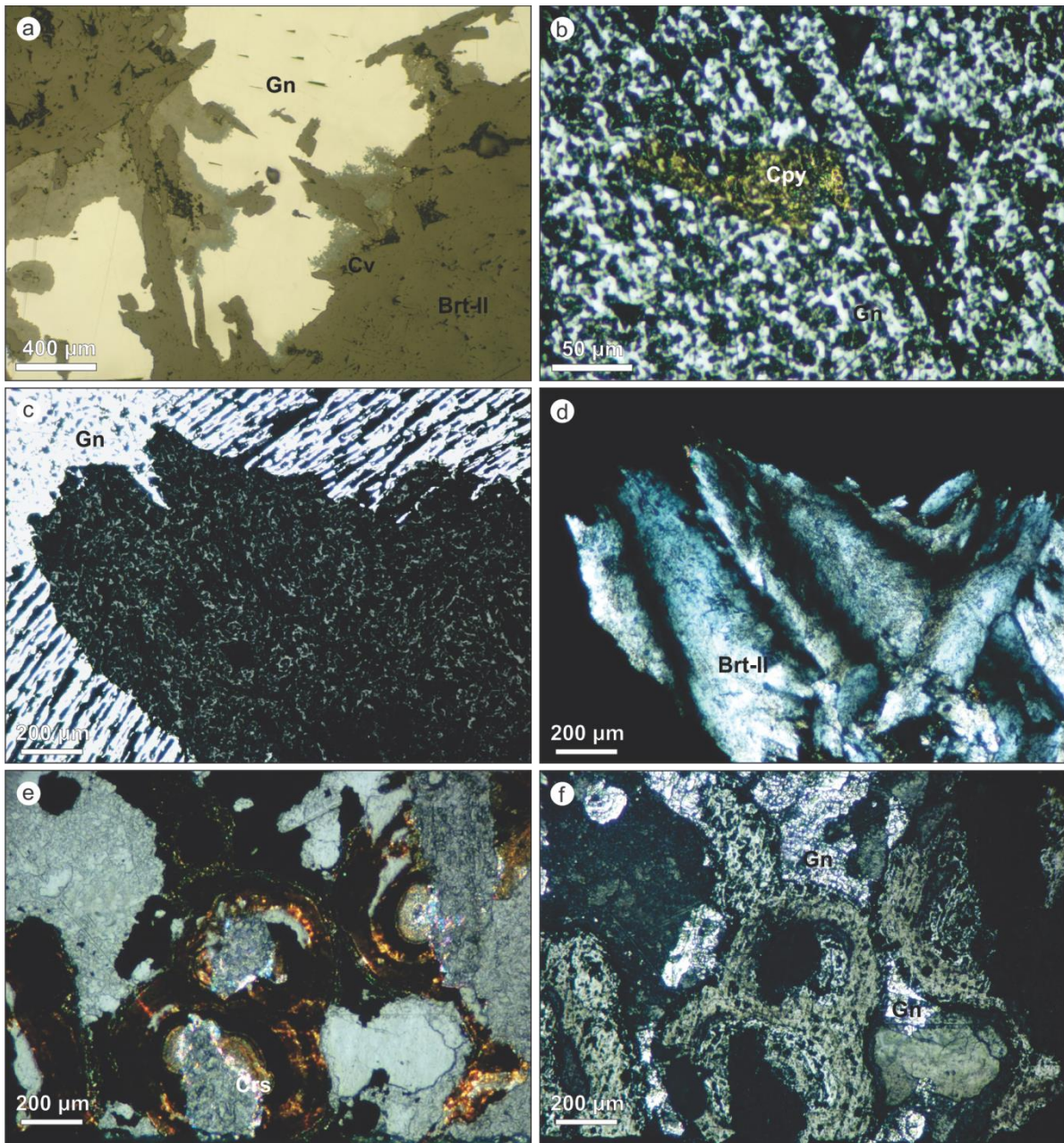


Figura V-14. **a-** Microfotografía calcográfica donde se observan principalmente galena, baritina y covelina, la cual crece a partir de los bordes. **b-** Fotomicrografía de sección pulida de calcopirita en galena. **c** y **d-** Fotomicrografías en sección pulida y lámina delgada donde se observa a la baritina en contacto con la galena. **e** y **f-** Fotomicrografía petrográfica de textura esferulítica.

Distrito (Figura V-15b). De acuerdo al sistema de cizallas de Riedel la orientación y sentido de las fracturas que hospedan la mineralización, serían equiparables a las fracturas R y R' conjugadas. A partir de éstas se considera que el esfuerzo principal compresivo (σ_1) tendría una orientación OSO-ENE y el esfuerzo (σ_3) NNE-SSO (Figura V-15c). Esta disposición de los esfuerzos es coherente con el desarrollo de la falla inversa ubicada en el núcleo de la estructura anticlinal, perpendicular al esfuerzo compresivo. La dirección de los esfuerzos principales es congruente con los estimados para la región por Mosquera y Ramos (2006), por lo tanto se considera en base a estas observaciones e interpretaciones que las fracturas

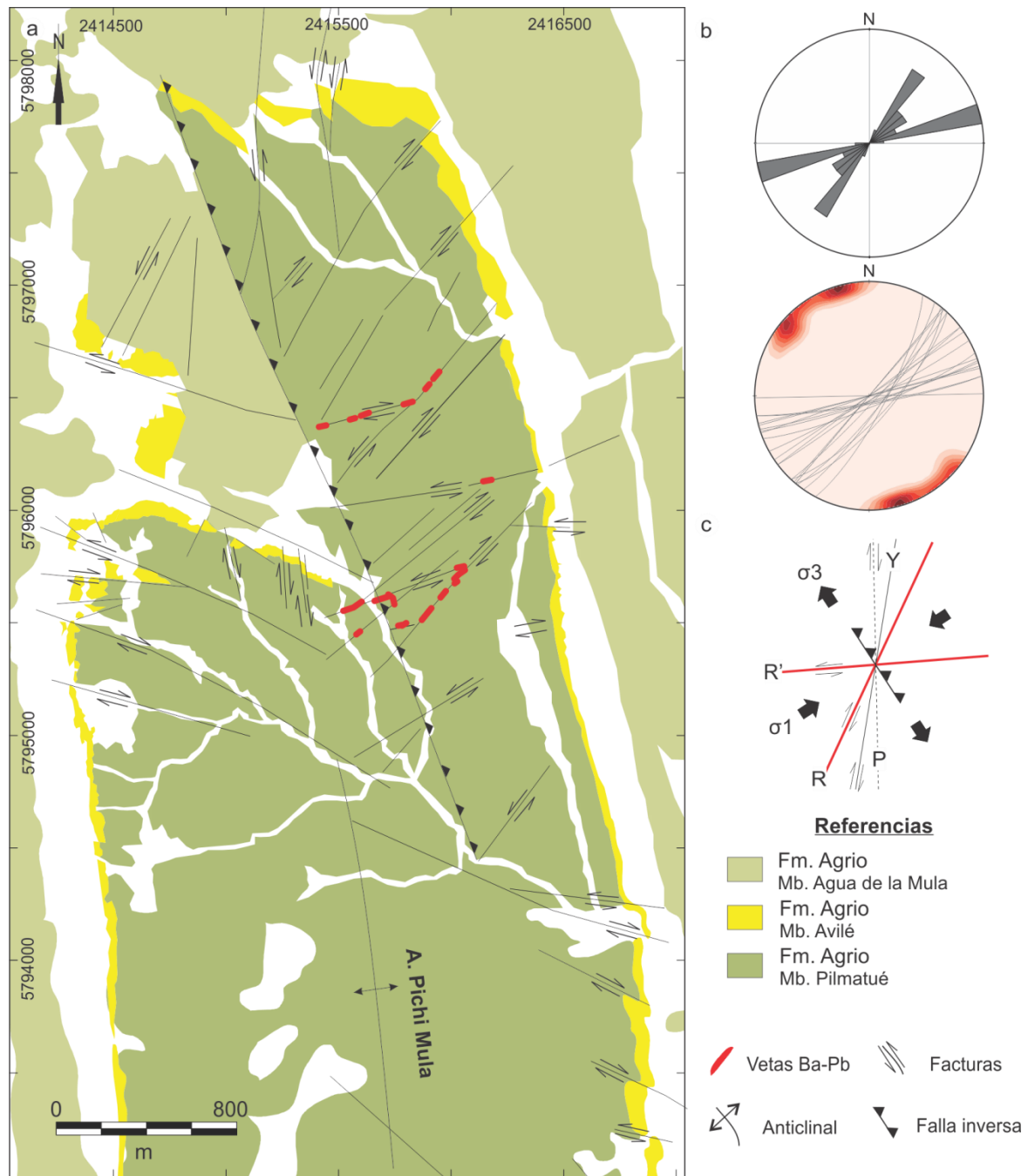


Figura V-15. **a-** Mapa geológico del sector central del anticlinal Pichi Mula con las brechas y estructuras identificadas. **b-** Diagrama de rosas y red estereográfica de las fracturas mineralizadas (n=27). **c-** Modelo propuesto para la dirección de esfuerzos principales acorde a las estructuras identificadas.

que hospedan las brechas pueden relacionarse con la estructuración del anticlinal Pichi Mula.

Según la clasificación de las brechas asociadas a sistemas hidrotermales hospedados en fallas y zonas de falla; los mecanismos más comunes de formación son: trituración tectónica, brechificación hidráulica y desgaste por abrasión (Jébrak, 1997). El primer tipo de brecha se formó en respuesta de la propagación de las fracturas, lo que causó el brechamiento mecánico frágil. No se descarta que haya existido una componente de

dilatación con generación de espacio para la posterior depositación mineral. Los otros tipos de brecha, post-mineralización, se formaron a causa de la reactivación de las fracturas. Esto es acorde con la forma angulosa y sub-angulosa de los clastos de baritina, posiblemente producto de procesos de desgaste por abrasión.

Las estructuras que se identificaron en el extremo norte del anticlinal están emplazadas en el Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio. En este sector se ha encontrado el primer tipo de brecha el cual presenta una orientación principal NE-SO. [Cobbald y Rossello \(2003\)](#) determinan a una de las estructuras principales de esta zona como de edad neógena, lo que permite acotar el período de la formación de estos depósitos. Las brechas se interpretan como el resultado del relleno de zonas de fractura neógenas con una componente lateral asociada, sobre las que actuaron procesos de brechamiento mecánico y posterior depositación mineral rica en sulfatos de Ba y sulfuros de Pb.

V.1.3- DISTRITO GRUPO CONTINENTAL

El distrito minero Grupo Continental se ubica aproximadamente a 60 km al sureste de la localidad de Chos Malal. Se encuentra constituido por las minas Cecilia, Graciela, Alondra, Santa Elena, entre otras. Estas se sitúan próximas entre sí y presentan características sedimentológicas y mineralógicas semejantes. Se localizan en el extremo austral del anticlinal cerro Rayoso, al norte de donde es cortado por el río Pichi Neuquén (Figura V-16). Próximo a este distrito, se encuentra la mina Rayoso (paraje Las Aletas) ubicada unos 10 km al norte sobre el flanco oriental del cerro homónimo. Además en la proximidad de la balsa Huitrín se encuentra la mina Barda Klein. El método de explotación en este distrito fue mediante laboreos a cielo abierto y subterráneos, a través del sistema de cámaras y pilares.

V.1.3.1- Unidades sedimentarias

En el área afloran principalmente unidades sedimentarias de edad cretácica inferior. Las Formaciones que se presentan son Agrio (Grupo Mendoza), Huitrín y Rayoso (Grupo Bajada del Agrio). En un perfil estratigráfico representativo del área (Figura V-17a), de base a techo, la secuencia comienza con los niveles superiores del Miembro Agua de La Mula de la Formación Agrio, donde se reconocieron diferentes facies sedimentarias: pelitas grises oscuras, calizas micríticas y calizas dolomíticas. Los bancos de calizas presentan una geometría tabular, con variable contenido fosilífero. En el sector este miembro no está bien aflorante y solamente se lo observa en los rechazos de las fallas inversas que afectan la mineralización. Por encima se apoya la Formación Huitrín que se inicia con los depósitos silicoclásticos del Miembro Troncoso inferior. Éste se encuentra constituido por areniscas medias a gruesas cuarzo-feldespáticas, con estratificación entrecruzada en artesas y planar e intercalaciones pelíticas. El intervalo arenoso presenta una coloración castaña grisácea,

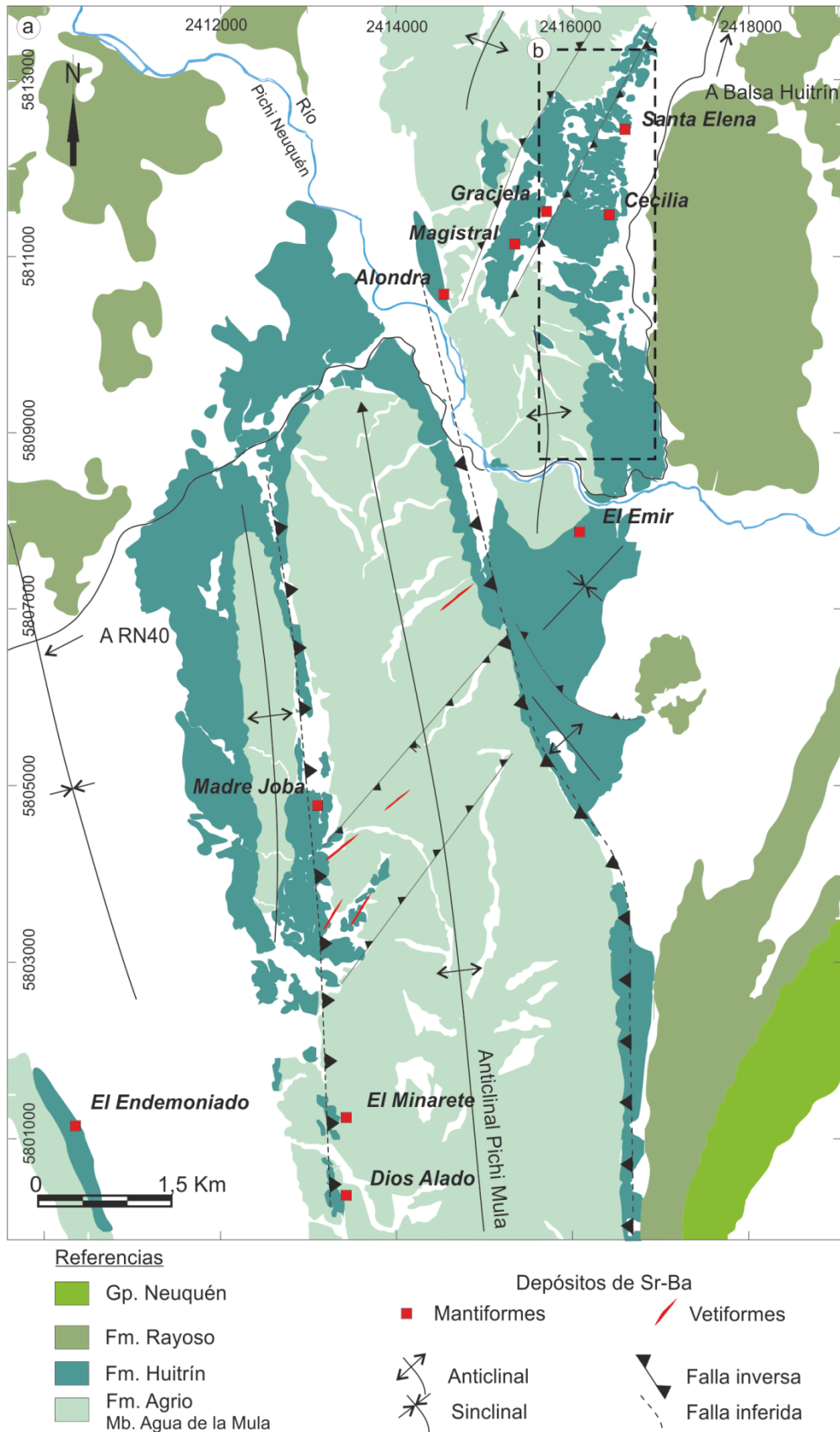


Figura V-16. **a-** Mapa geológico del distrito Grupo Continental y el extremo norte del anticlinal Pichi Mula con la distribución de los depósitos mantiformes y vetiformes. **b-** Mapa de detalle del sector (Figura V-35) y ubicación de la imagen de detalle (Anexo V-3).

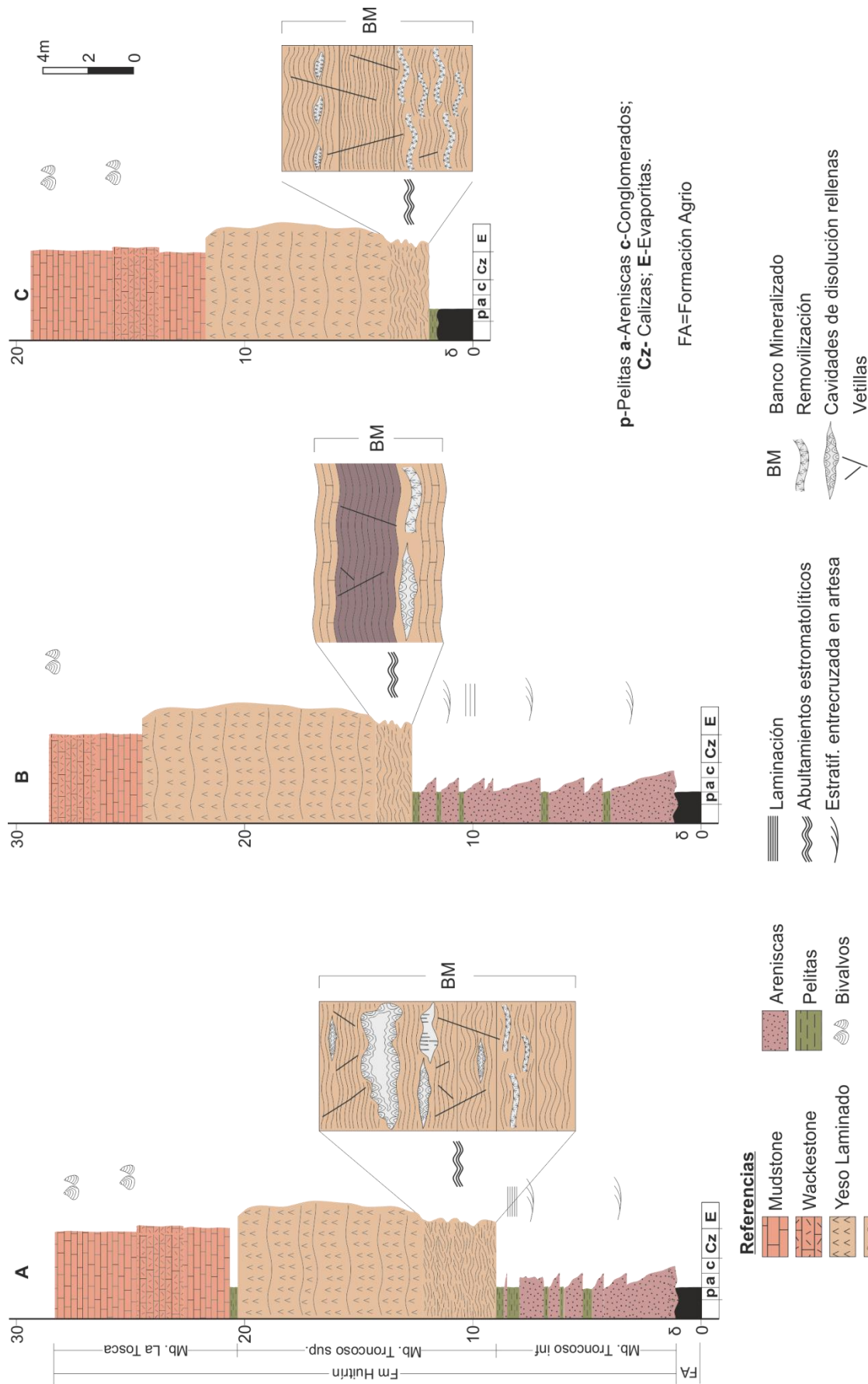


Figura V-17. Perfiles litoestratigráficos de los distritos investigados. **A-** Grupo Continental **B-** Cordón del Salado-Pichi Mula. **C-** Bajada del Agrio. En detalle el banco mineralizado.

alcanzando un espesor máximo de 5 m. Hacia el tope del Miembro Troncoso inferior se observa una alternancia de niveles arenosos y pelíticos de 1,8 m de espesor. Los niveles arenosos constituyen capas de hasta 10 cm y registran una granulometría media a fina con estructuras en artesas, mientras que los niveles pelíticos presentan una coloración gris verdosa, macizos a finamente laminados. Estas intercalaciones constituyen un excelente nivel guía para el reconocimiento de las mineralizaciones (*ver facies silicoclásticas V.4.2.a*).

Concordantemente sobreyace el Miembro Troncoso superior, que se inicia con un nivel de calizas micríticas caracterizado por presentar una estructura interna laminada plana a crenulada de escala milimétrica (*ver facies boundstone-bindstone V.4.2.b*). Inmediatamente por encima se encuentra un banco de yeso de color blanquecino que cubre concordantemente las facies previas. El banco de yeso internamente presenta una estructura laminada, observándose intercalaciones milimétricas de carbonato micrítico oscuro. Localmente se desarrollan pliegues enterolíticos y es frecuente observar el yeso reemplazado por carbonato en diferentes grados de intensidad.

La sección de interés continúa con las calizas del Miembro La Tosca. En el área este miembro se encuentra deformado y erosionado por lo que no se pudo determinar su espesor. Se han identificado diferentes facies sedimentarias, las cuales están constituidas por: pelitas verdosas, calizas micríticas, calizas dolomíticas, calizas oolíticas, calizas esqueléticas constituyendo bancos tabulares de pocos centímetros de espesor. Es de destacar las abundantes ejemplares de pelecípodos que facilitan la identificación y correlación de este Miembro en los tres distritos investigados.

La secuencia de interés culmina con el Miembro Salina que se encuentra constituido principalmente por arcilitas varicolores acompañadas en menor grado por evaporitas que cubren en forma concordante al miembro anteriormente descrito. En la zona, [Martínez et al. \(2008\)](#) reconocieron cristales de halita diseminados en las arcillitas y observaron reemplazos pseudomórficos de yeso, dolomita, calcita y minerales de Sr-Ba producto de procesos diagenéticos.

V.1.3.2- Estructuración del área

El área del Grupo Continental se ubica en el extremo sur del pliegue anticlinal cerro Rayoso. Este es un anticlinal doblemente buzante que afecta en superficie principalmente a la Formación Agrio; en el extremo sur el eje del pliegue se encuentra desviado hacia el sureste y luego hacia el suroeste. Ambos flancos de la estructura están fallados al estilo Churriaca ([Groeber en Herrero Ducloux, 1946](#)) cuyas fracturas principales se ubican en la Formación Huitrín aprovechando la presencia del yeso y las arcillas que favorecieron el deslizamiento. La zona de cresta del anticlinal es ancha y relativamente plana con bajos buzamientos, que pasa rápidamente a flancos con altas inclinaciones.

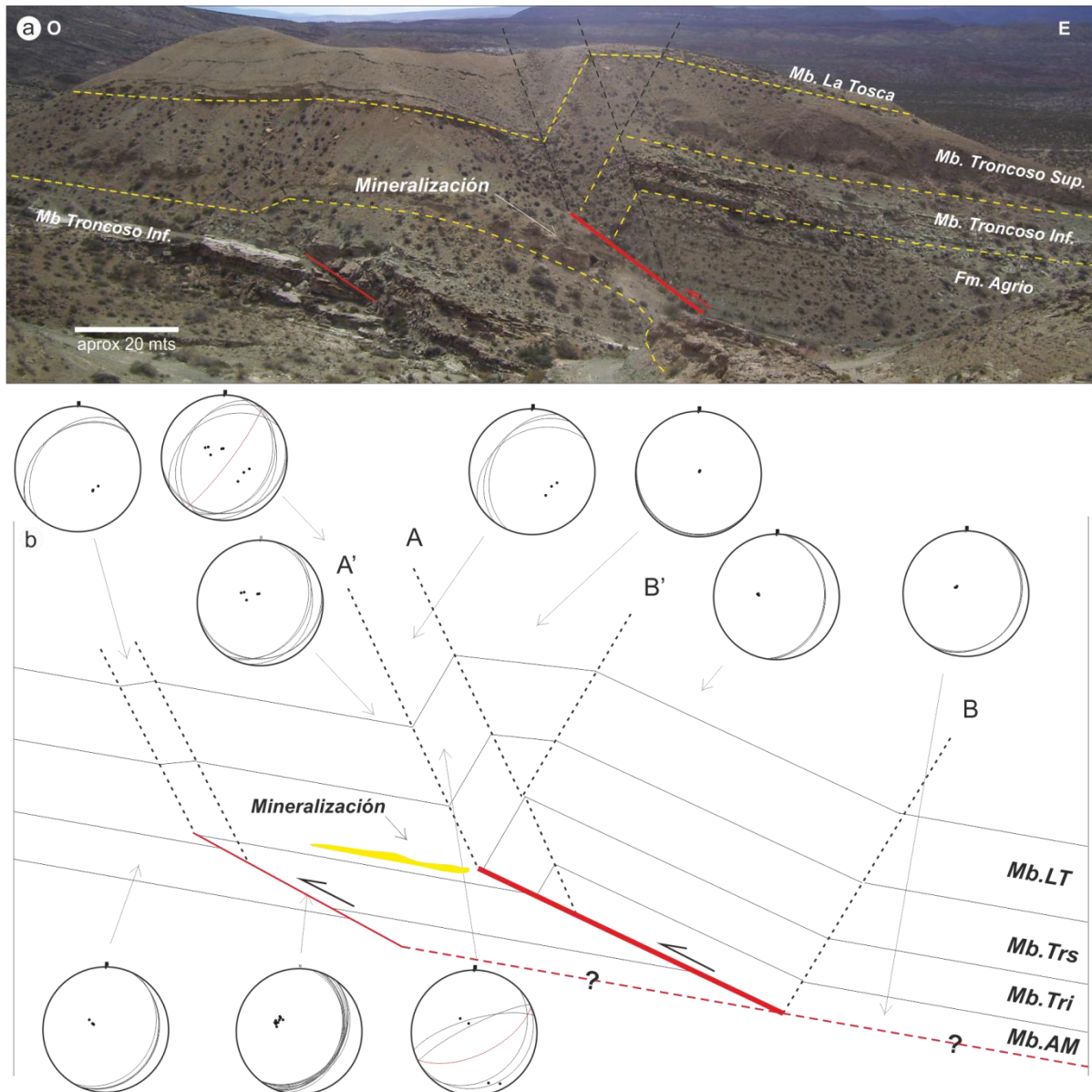


Figura V-18. **a-** Pliegue de propagación de falla producto de la deformación neógena al sur de la mina Santa Elena (Ver anexo V-3). **b-** Reconstrucción esquemática de los dominios de la estructura. Esta estructura en la mina Santa Elena generó la repetición del banco explotado y favoreció la circulación de fluidos (Ver control estructural V4.3/Figura V-36a).

El cierre sur, donde se ubica la mineralización, está afectado por dos fallas de rumbo NNE-SSO a NE-SO que afectan al banco mineralizado. La actitud principal de la secuencia cretácica y de la mineralización en la zona es NNE-SSO, con inclinaciones que fluctúan entre 15° y 25° al este (Anexo V-3). Estas fallas provocan la deformación de las evaporitas del Miembro Troncoso superior y de las calizas del Miembro La Tosca. Se observó en afloramiento que la falla inversa principal pierde rechazo en dirección norte (Figura V-35), estimándose a la latitud de la mina Cecilia un desplazamiento de ~30 metros, mientras que al sur de la mina Santa Elena se observó un rechazo de ~20 metros y continua disminuyendo hasta generar el engrosamiento del banco mineralizado (Figura V-36a).

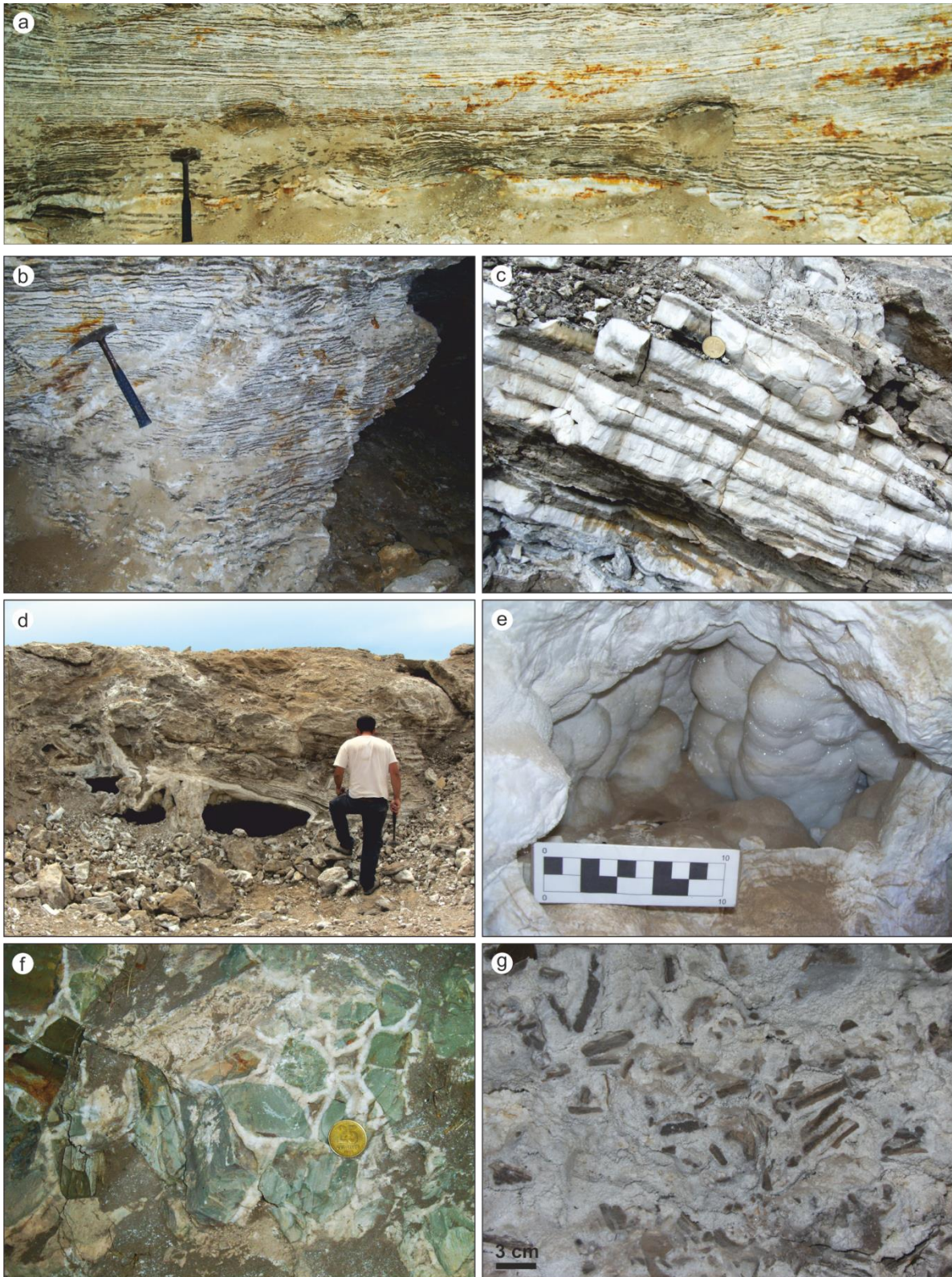


Figura V-19. **a**-Vista del horizonte estratificado de celestina-baritina en labor subterránea de la mina Santa Elena. **b**- Textura cebrada o bandeada en el banco mineralizado, constituida por la alternancia de bandas claras y oscuras de sulfatos y carbonatos, respectivamente. Mina Cecilia. **c**- Textura cebrada en el banco mineralizado. **d**- Cavidad de disolución cortando a la textura cebrada y rellena de baritina con hábito botroidal-mamelonar, reflejando típico proceso epigenético. Mina El Emir. **e**- Cavidad kárstica rellena de baritina con hábito botroidal. **f**- Brecha gravitacional, con la precipitación de bandas concéntricas de baritina rodeando a los clastos de caliza. **g**- Distribución caótica de los fragmentos (*Ver texturas cebradas V.2*). Diámetro de la moneda 24 mm.

Al sur de la mina Santa Elena se distinguió un pliegue de propagación de falla producto de la deformación neógena. En la figura V-18 se presenta la reconstrucción esquemática del pliegue por propagación con sus dominios identificados. Asimismo se reconocieron fallas menores y fracturas con cizalla que afectan a la secuencia clástico-carbonático-evaporítica produciendo desplazamientos locales de los bancos mineralizados.

V.1.3.3- Descripción de la mineralización

La mineralización mantiforme barítico-celestínica se encuentra asociada principalmente a facies carbonáticas y yesíferas laminadas del Miembro Troncoso superior de la Formación Huitrín. El manto mineralizado presenta espesores variables de 0,50 a 5 metros y se caracteriza por presentar una típica textura cebrada muy bien desarrollada (Figura V-19 a, b y c) (*ver descripción texturas cebradas V.2.2*). El aumento del espesor del manto, a diferencias de los otros distritos, se debe a la repetición producto del fallamiento neógeno de rumbo NNE-SSO.

En el manto se desarrollan cavidades de disolución **CD** que cortan a la textura cebrada (Figura V-19d). Estas cavidades varían en su tamaño desde algunos centímetros a varios metros y se encuentran rellenas de baritina **Brt-I**, la cual se manifiesta con texturas de relleno con hábitos botroidal-mamelonares, estalactíticos y columnares de hasta varios centímetros de diámetro. La baritina presenta coloraciones blanquecinas y celestes intensas con brillo vítreo (Figura V-19e). Estas cavidades rellenas están íntimamente asociadas al fallamiento neógeno que afecta la secuencia (*Ver control estructural V.4.3*).

En el banco además se observan además brechas gravitacionales **BG**, monomícticas, generadas por el colapso de cavidades de disolución, produciéndose alrededor de los clastos la precipitación de baritina **Brt-I** en capas concéntricas (Figura V-19f).

V.2- TEXTURAS CEBRADAS-RITMITAS-DCR

V.2.1- INTRODUCCIÓN

Las texturas cebradas o ritmitas constituyen un bandeo composicional repetitivo constituido por bandas oscuras y claras. Existe una gran diversidad de mineralizaciones asociadas a estas características texturales; esencialmente se manifiestan en depósitos de dolomita, magnesita, ankerita, siderita y en yacimientos estratoligados de Pb-Zn-Ba-F (tipo MVT) hospedados en rocas carbonáticas ([Tritlla et al., 2006](#)).

En la Cuenca Neuquina las texturas han sido descritas en diversos depósitos celestobaríticos por [Brodtkorb et al. \(1975\)](#) y [Hayase y Bengochea \(1975\)](#). Así, [Brodtkorb et al. \(1975\)](#) proponen un origen singenético mediante la precipitación cíclica de carbonatos y sulfatos a expensas del agua de mar. Por otro lado, [Hayase y Bengochea \(1975\)](#) establecen procesos de reemplazo epigenético de origen hidrotermal para los mismos depósitos.

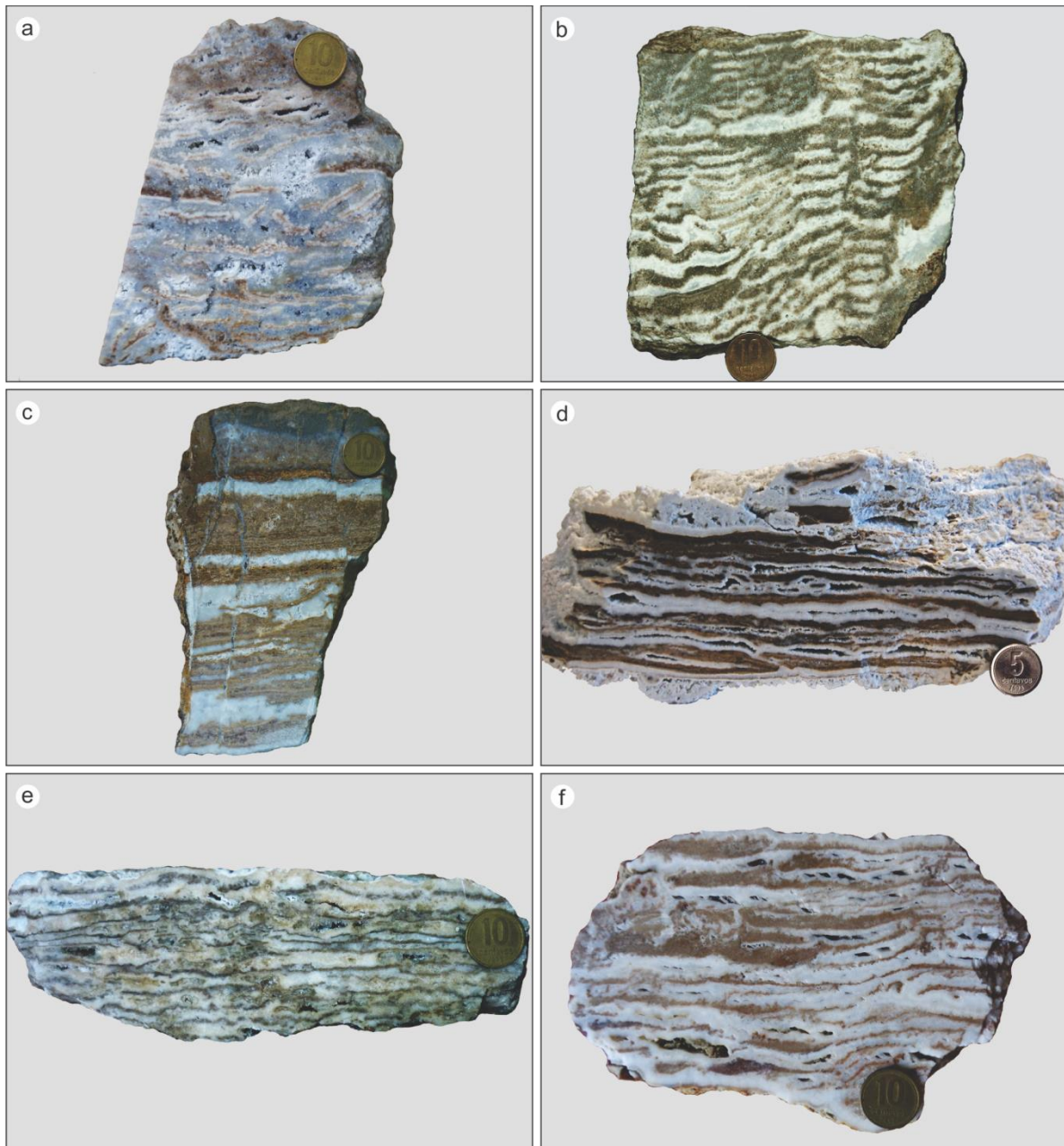


Figura V-20. Texturas cebradas o DCR asociadas a la mineralización. **a-** mina Santa Bárbara. **b-** mina 4 de noviembre **c-** mina Santa Ana. **d-** mina Santa Elena. **e-** mina el Endemoniado. **f-** mina Barda Klein. Diámetro de la moneda 18 mm.

V.2.2- DESCRIPCIÓN DE LAS TEXTURAS CEBRADAS

En esta sección se describe la principal textura asociada a la mineralización. En la descripción se integraron las observaciones realizadas en todos los depósitos, debido a que los procesos actuantes se manifiestan con distinta intensidad, dependiendo del área involucrada. La textura cebrada o ritmita está conformada por la alternancia de bandas o láminas de espesor milimétrico de colores oscuros (carbonato) y claros (sulfato). En las observaciones a escala mesoscópica se puede apreciar el bandeamiento composicional con desarrollo de bandas de unos pocos mm a cm. Las bandas carbonáticas son heredadas de las facies estromatolíticas (*ver facies boundstone-bindstone V.4.2.b*). En las bandas claras

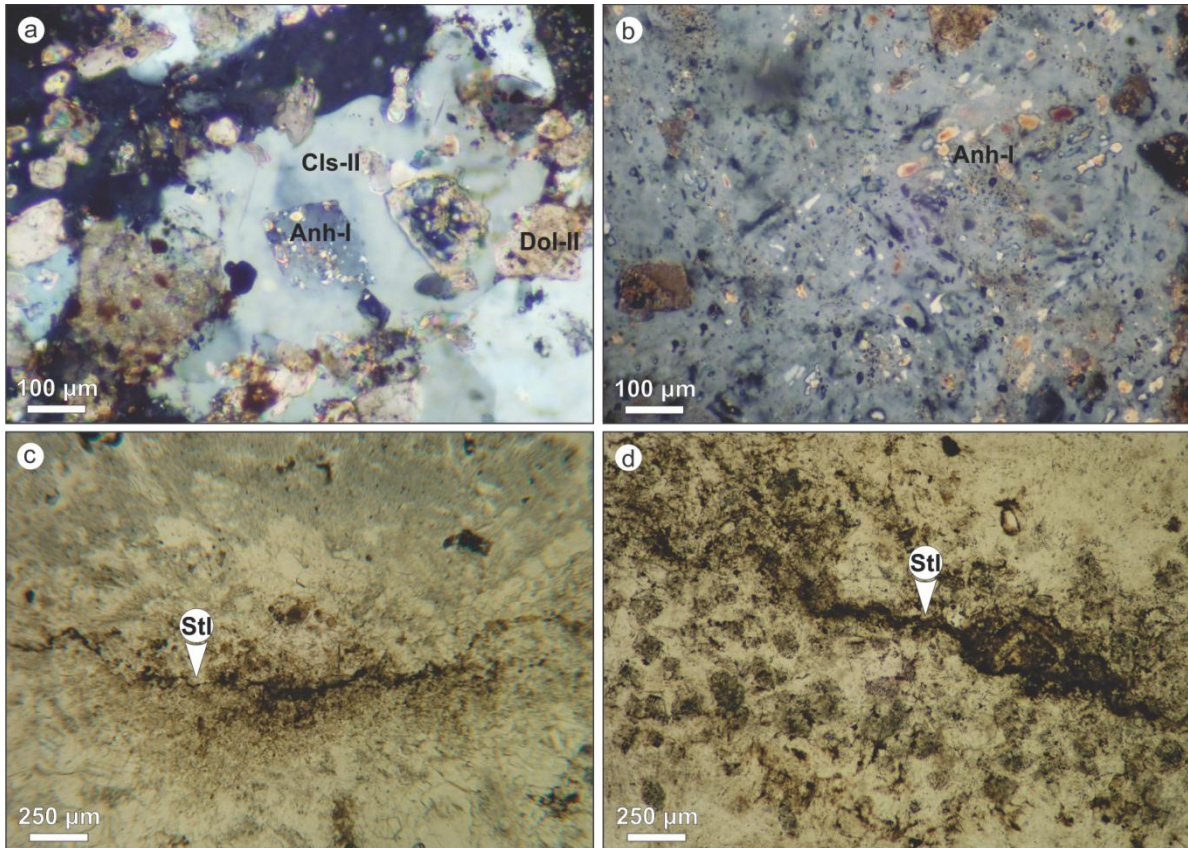


Figura V-21. Fotomicrografías. **a**- Pseudomorfo de celestina **Cls-II** en anhidrita **Anh-I**. Muestra de la mina Dios Alado. **b**- Inclusiones sólidas de anhidrita en celestina constituyendo un mosaico poiquilítico. Muestra de la mina El Endemoniado. Observación en luz transmitida con nicols cruzados. **c** y **d**- Estilolitas asociadas a las bandas carbonáticas de la textura cebrada de la mina Cecilia.

se observa un crecimiento bipolar de los cristales de color blanquecino con brillo vítreo de celestina. La textura por sectores se ve interrumpida por vetillas de calcita y pequeñas discontinuidades o fracturas con desplazamiento relativo de las bandas. En algunos casos la textura pierde lateralmente la ritmicidad y grada a arreglos brechosos (Figura V-20).

En observación microscópica las bandas oscuras se encuentran constituidas por un mosaico micrítico a microesparítico de calcita **Cal-I**, distinguiéndose en sus bordes relictos de dolomita **Dol-I** no reemplazada. Además se puede apreciar el desarrollo de cristales principalmente subhedrales de dolomita **Dol-II** donde se preservan pequeños cristales de pirita **Py-I** en sus núcleos (<3µm). Esta dolomita llega a desarrollar un mosaico hipidiotópico, constituido por cristales inequigranulares de morfología subhedrales. Asimismo, se reconocieron estructuras de disolución microestilolíticas que solo afectan a las bandas carbonáticas. Estas superficies de disolución se encuentran rellenas de argilominerales **Clay-I** (Figura V-21).

Las bandas claras se encuentran constituidas por cristales de baritocelstinas de dos tipos **Cls-I** y **Cls-II**. La baritocelstina **Cls-I** desarrolla un hábito fibroso radial de hasta 2 mm de longitud, de contactos ondulados, con crecimiento bipolar perpendicular a partir de los márgenes de bandas ricas en carbonatos. Los primeros cristales de sulfato formados, en

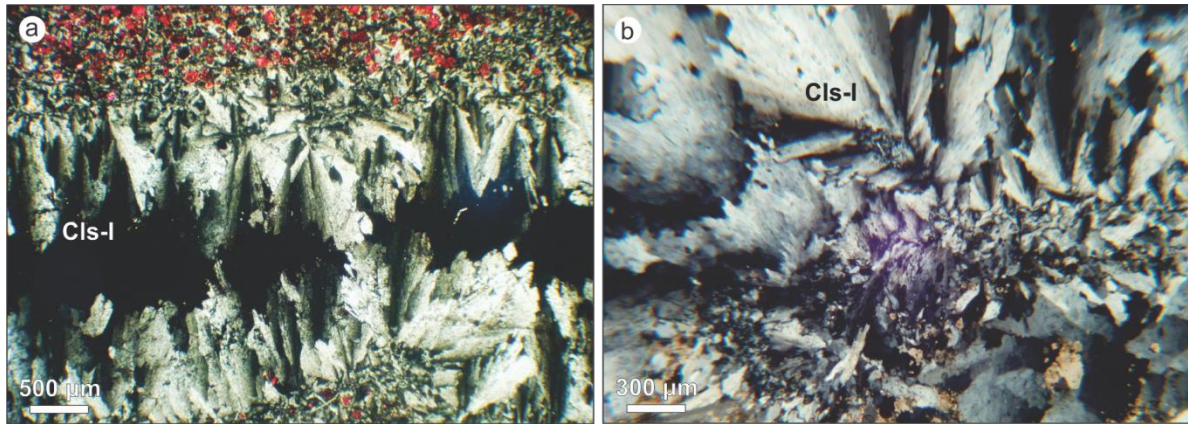


Figura V-22. Fotomicrografías de la textura cebrada de la mina Santa Elena. **a-** Obsérvese el crecimiento bipolar de los cristales de baritocelastina a partir de las bandas carbonáticas. En rojo los carbonatos teñidos con alizarina. **b-** Detalle del aumento de tamaño de los cristales de baritocelastina con hábito fibroso radial.

algunas ocasiones presentan un tamaño menor en el contacto y aumentan su desarrollo hacia el centro (Figura V-22). La baritocelastina **Cls-II** constituye un mosaico esparítico con cristales de caras rectas, donde es frecuente observar el reemplazo por la dolomita **Dol-II** (Figura V-23). En ambos casos se distingue que la baritocelastina constituye un mosaico poiquilitico, donde se observan inclusiones sólidas de dolomita **Dol-II** y anhidrita **Anh-I** e incluso pseudomorfos de celestina en anhidrita (Figura V-21). Consideramos que la generación de las baritocelastinas **Cls-I** y **Cls-II** corresponde al mismo evento de mineralización; la diferenciación entre los dos tipos puede estar asociada al espacio disponible dentro de la roca hospedante al momento de la nucleación. Además el crecimiento de estos dos tipos generó una sobrepresión interna fracturando y desplazando las bandas carbonáticas (Figura V-24 c, e y f).

La clasificación utilizada para describir las texturas de las dolomitas es la propuesta por [Sibley y Gregg \(1987\)](#). Las principales divisiones de esta clasificación se basan en la distribución del tamaño y la forma de los bordes de los cristales. Las dolomitas planares se caracterizan por presentar caras de contacto rectilíneas con respecto a los cristales vecinos, mientras que las no planares suelen presentar caras de contacto curvadas, irregulares y/o serradas.

Asociado a ambas bandas se puede observar el crecimiento de cristales romboédricos de dolomita **Dol-III**. Estos cristales euhedrales tienen un desarrollo variable de hasta 900 μm ; se encuentran zonados con límites claros y presentan un aspecto turbio de baja diafanidad debido a la presencia de microcavidades de disolución, inclusiones sólidas e inclusiones orgánicas (Figura V-25 a y c). Los cristales de dolomita (planar-e) se encuentran intercrecidos con individuos anhedrales de celestina de 30 a 40 μm , constituyendo un mosaico idiotópico. Además se observó cristales anhedrales de dolomita **Dol-IV** (no planar), los cuales presentan un aspecto turbio de baja diafanidad con caras levemente curvas y extinción ondulosa, atribuible a dolomita de tipo barroca o *saddle* (Figura V-25 d y e). Las

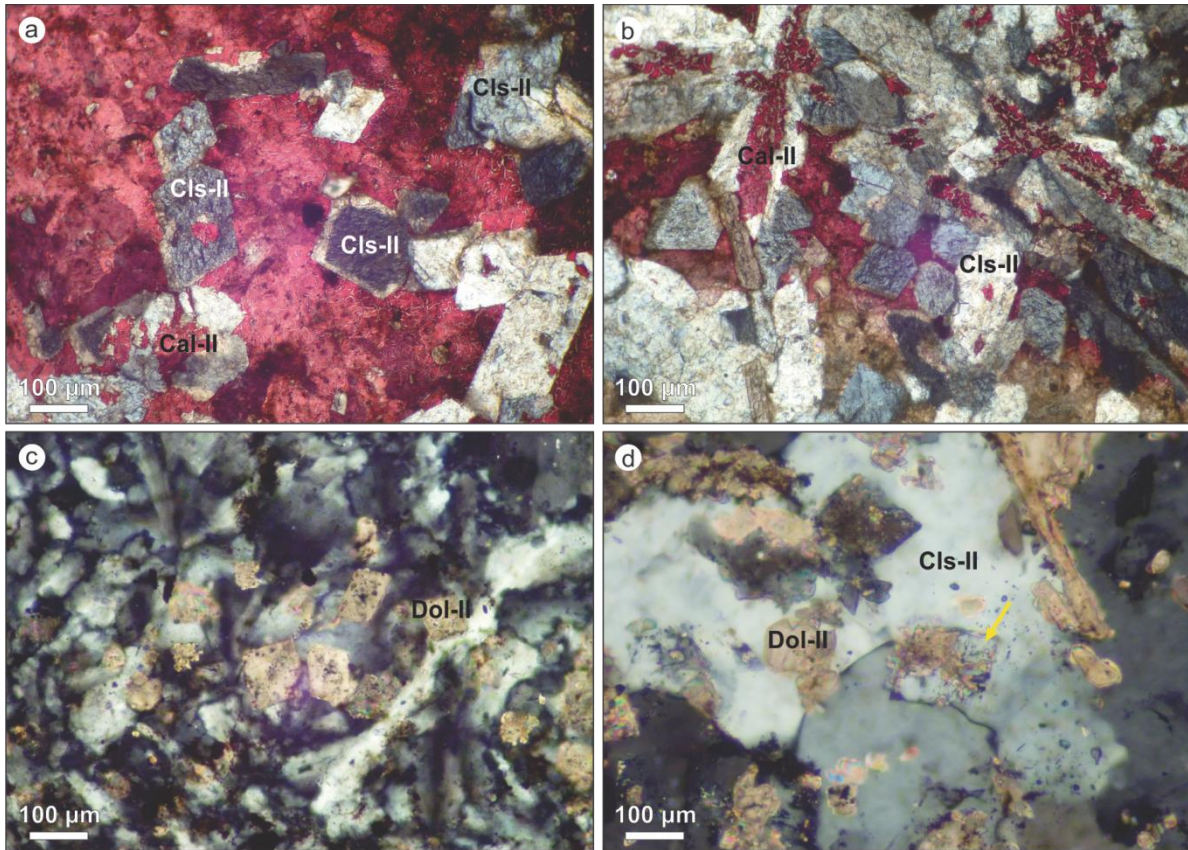


Figura V-23. Fotomicrografías. **a, b, c y d**- Pseudomorfos de celestina **Cls-II** en dolomita **Dol-II**. Observación en luz transmitida con nicols cruzados. El color rojo en las fotomicrografías corresponde a los carbonatos teñidos con alizarina. **a y b**- Mina Santa Bárbara. **c y d**- Mina Los Robertos. La flecha amarilla indica como la celestina **Cls-II** reemplaza a la dolomita **Dol-II**.

dolomitas **Dol-III** y **Dol-IV** son consideradas sincrónicas o levemente posteriores a la mineralización **Cls-I** y **Cls-II**. Posteriormente a la secuencia previamente descrita se observa sobreimpuesta una calcitización penetrativa que afecta a ambas bandas y en consecuencia a todo el banco mineralizado. En los cristales de dolomita romboédricos y celestina se puede apreciar un reemplazo parcial o total por calcita **Cal-II**. El reemplazo parcial o total sobre la dolomita se lo atribuye a procesos de dedolomitización, mientras que en los cristales de celestina se puede apreciar que el reemplazo se inicia por los planos de clivaje (Figura V-26). En base a la descripción anterior consideramos que las texturas cebradas responden a procesos de relleno y reemplazo. Las bandas claras de la textura se caracterizan por presentar el crecimiento bipolar de cristales de celestina **Cls-I**. A su vez, son reconocibles procesos de reemplazo en la roca hospedante, donde al microscopio se ven pequeños cristales de sulfatos **Cls-II** sustituyendo al material carbonático. Las superficies de disolución observadas pueden ser producto del soterramiento de la secuencia sedimentaria o el producto de la sobrecarga tectónica ocurrida en el área.

Según la clasificación textural de [Sibley y Gregg \(1987\)](#), las dolomitas formadas por soterramiento pueden ser planares a no planares, siendo la textura barroca o *saddle* la más característica en este ambiente. [Radke y Mathis \(1980\)](#) determinaron que las dolomitas en

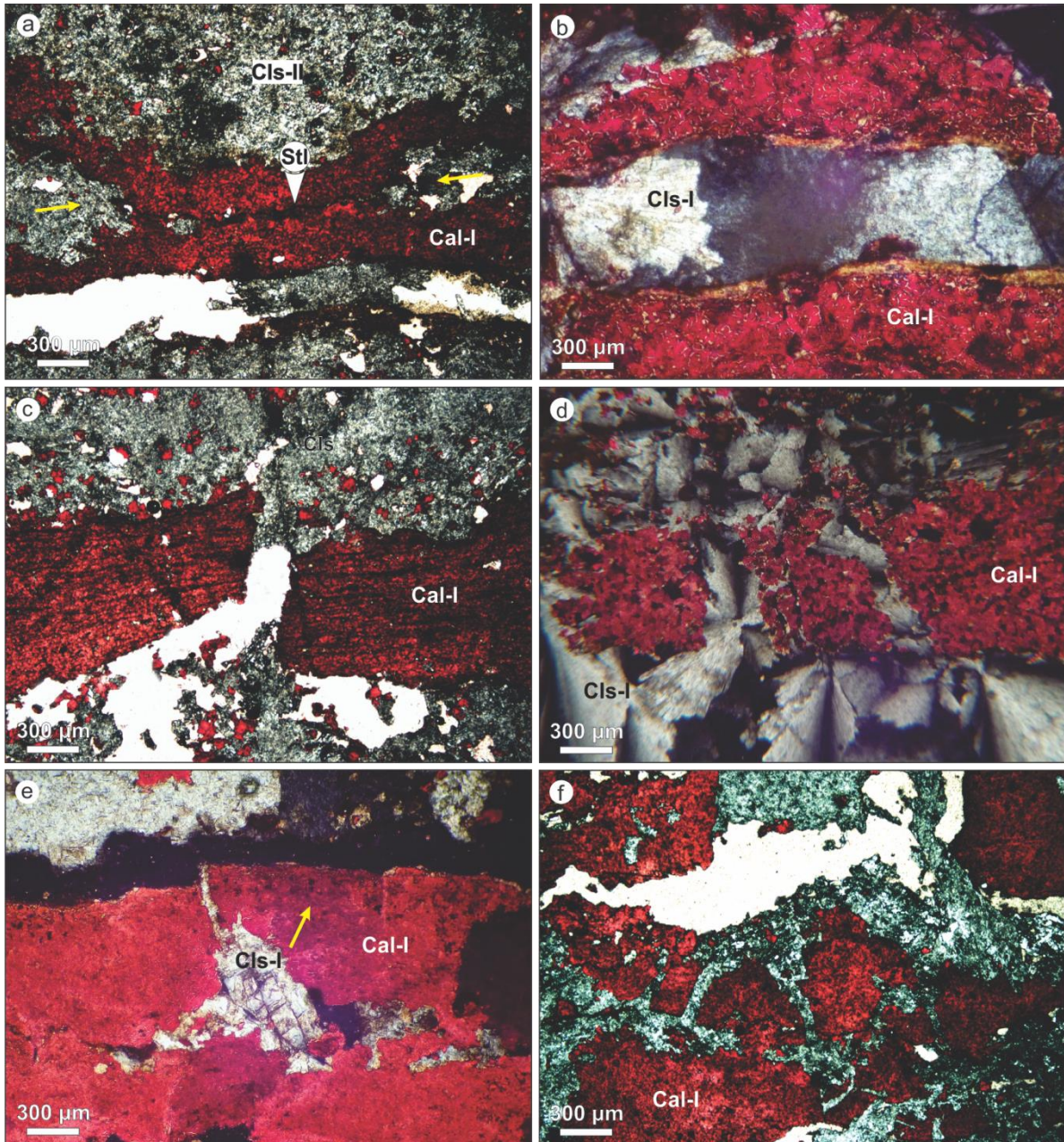


Figura V-24. Fotomicrografías **a-** Avance del fluido (indicado con la flecha) y cristalización de celestina a través de los planos de la estilolita (Stl), provocando el desplazamiento de las bandas. **b-** estadio más evolucionado de **a**. Muestras de la mina El Emir. **c-** Desplazamiento de las bandas carbonáticas por sobrepresión interna. **d y f-** Celestina **Cls-I** y **Cls-II** cortando a la banda de carbonáticas. Muestras de la mina El Endemoniado. **e-** relleno y reemplazo de celestina en cavidad con posterior desplazamiento. **a, c, f-** Observación en luz transmitida sin nicoles cruzados. **b, d, e-** Observación en luz transmitida con nicoles cruzados. El color rojo en las fotomicrografías corresponde a los carbonatos teñidos con alizarina.

silla de montar o *saddle dolomite*, con caras curvas y extinción ondulante, indican condiciones de precipitación especiales. Estas condiciones están relacionadas a ambientes diagenéticos de temperaturas moderadas a altas, entre 60 y 200°C. Se considera que la calcita **Cal-II**, postmineralización, puede deberse a la circulación de aguas carbonatadas en el ascenso de la secuencia a superficie. Este mismo evento pudo haber generado la calcitización del yeso/anhidrita que se encuentra asociado a los depósitos.

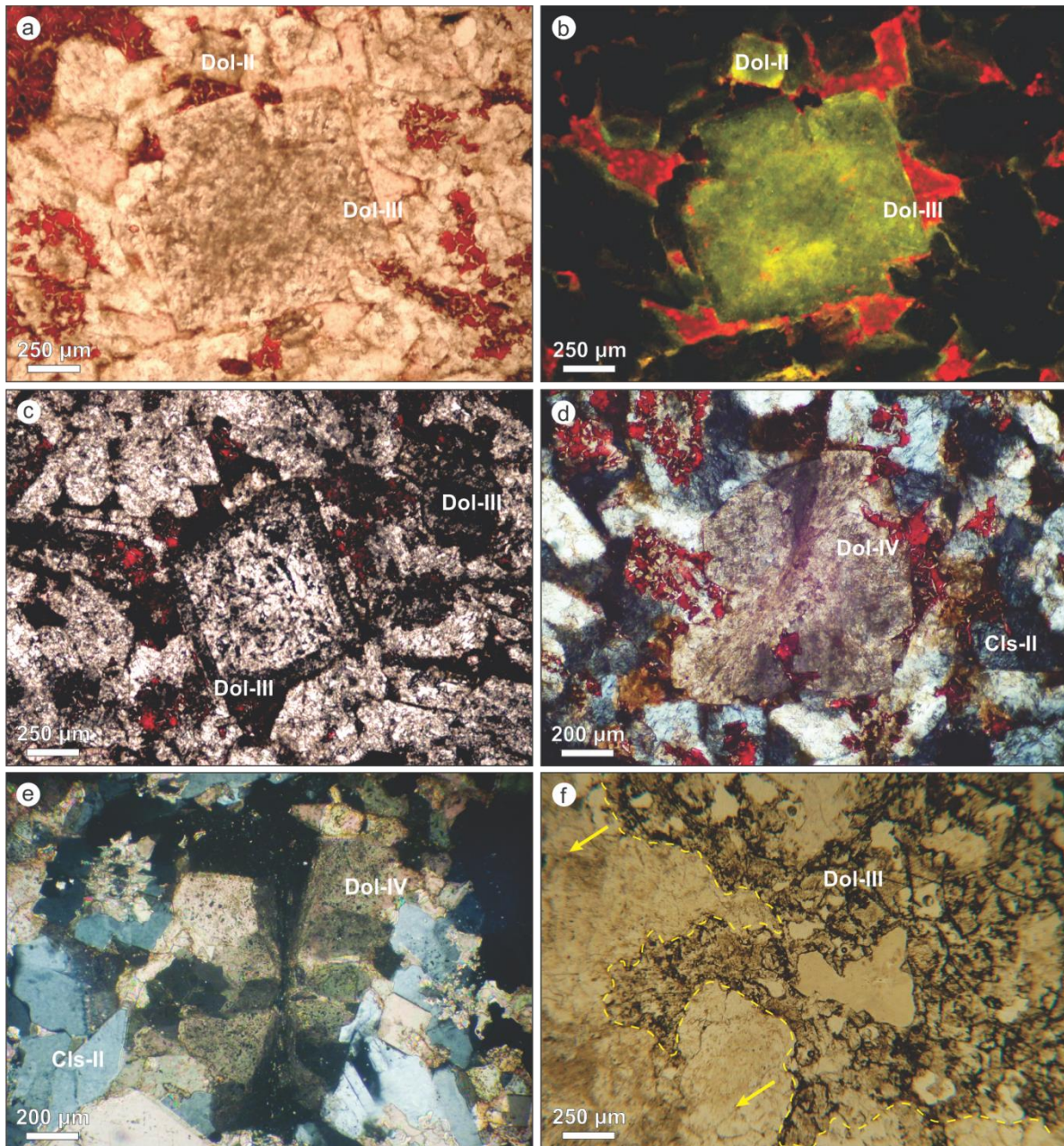


Figura V-25. Fotomicrografías. **a** y **c**- Dolomitas barrocas **Dol-III** de las minas Santa Elena y Cecilia, respectivamente. Observación en luz transmitida sin nicols cruzados. **b**- Fluorescencia de la dolomita barroca **Dol-III** vista en luz azul, observándose las inclusiones orgánicas y microporosidad. **d** y **e**- Dolomitas barrocas **Dol-IV** con extinción ondulante y caras curvas de las minas Santa Bárbara y Santa Ana, respectivamente. Observación con nicols cruzados. **f**- Frente de avance de dolomitización en la mina 4 de Noviembre. Observación en luz transmitida sin nicols cruzados.

V.2.3- GÉNESIS DE LAS TEXTURAS CEBRADAS

En base al origen de las texturas cebradas se desprenden diferentes interpretaciones genéticas, las cuales consideran desde procesos singenéticos hasta epigenéticos (Brodtkorb *et al.*, 1975; Hayase y Bengochea, 1978; Fontboté y Amstutz, 1980; Wallace *et al.*, 1994; Nielsen *et al.*, 1998; Boni *et al.*, 2000; Lugli *et al.*, 2000; Vanderginste *et al.*, 2005). Asimismo, Fontboté y Amstutz (1980) proponen un origen singenético a diagenético temprano para texturas asociadas a los depósitos estratoligados de F-Pb-Zn en la

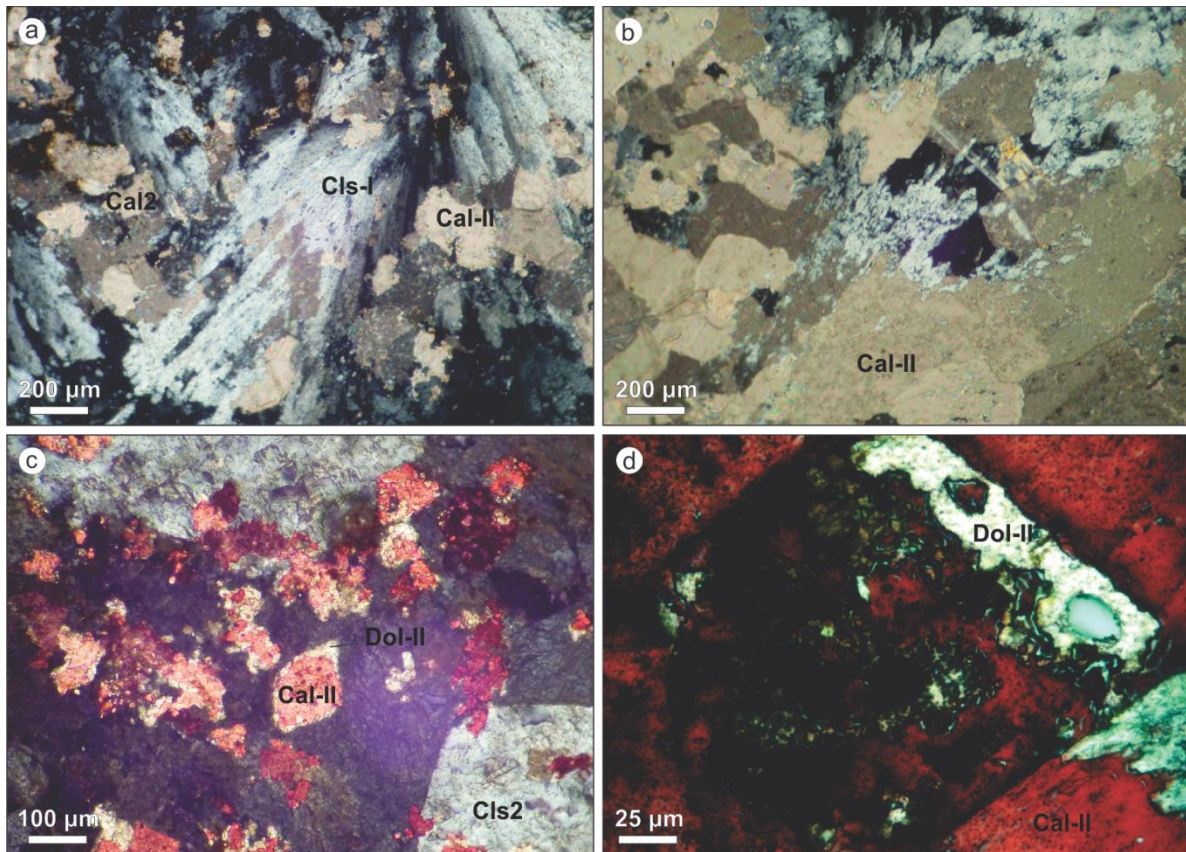


Figura V-26. **a** y **b**- Calcitización postmineralización sulfática, reemplazo de calcita sobre celestina en la mina Santa Ana y El Endemoniado, respectivamente. Observación en luz transmitida con nicols cruzados. **c**- Calcitización afectando a la dolomita **Dol-II** en la mina El Endemoniado. Observación en luz transmitida con nicols cruzados. **d**- Disolución de dolomita **Dol-II** en la mina Santa Bárbara. El color rojo en las fotomicrografías corresponde a los carbonatos teñidos con alizarina.

Cordilleras Béticas (España), donde indican procesos de recristalización diagenética (DCR). Posteriormente, [Wallace et al. \(1994\)](#) interpretan que estas texturas se generaron por procesos de reemplazo y relleno. [Nielsen et al. \(1998\)](#) consideran para las ritmitas dolomíticas, asociadas a los depósitos MVT en el macizo de Brabant-Gales (Bélgica), un origen epigenético producto de procesos de reemplazo. [Boni et al. \(2000\)](#) sostienen que las dolomitas cebradas, asociadas a los depósitos de Ba-Pb-Ag del suroeste de Cerdeña (Italia), fueron generadas a partir de un reemplazo epigenético y mencionan la influencia de la sobrepresión de fluidos en su formación. [Lugli et al. \(2000\)](#) argumentan que las texturas cebradas de magnesita en los Pirineos occidentales (España), se originaron a partir de procesos de reemplazo epigenético de dolomita. [Vanderginste et al. \(2005\)](#) interpretan el origen de las dolomitas cebradas en la faja plegada y corrida Rocky Mountain (Canadá), como el producto de procesos de reemplazo y recristalización, asociados a la circulación de salmueras cuencales expulsadas por estrés tectónico. Por su parte, [Krebs y Macqueen \(1984\)](#) sugirieron que la dolomita cebrada del yacimiento Pine Point (Canadá) se habría desarrollado en un sistema tectónicamente activo con formación de fracturas y consecuente ingreso de fluidos meteóricos y ascenso de soluciones hidrotermales.

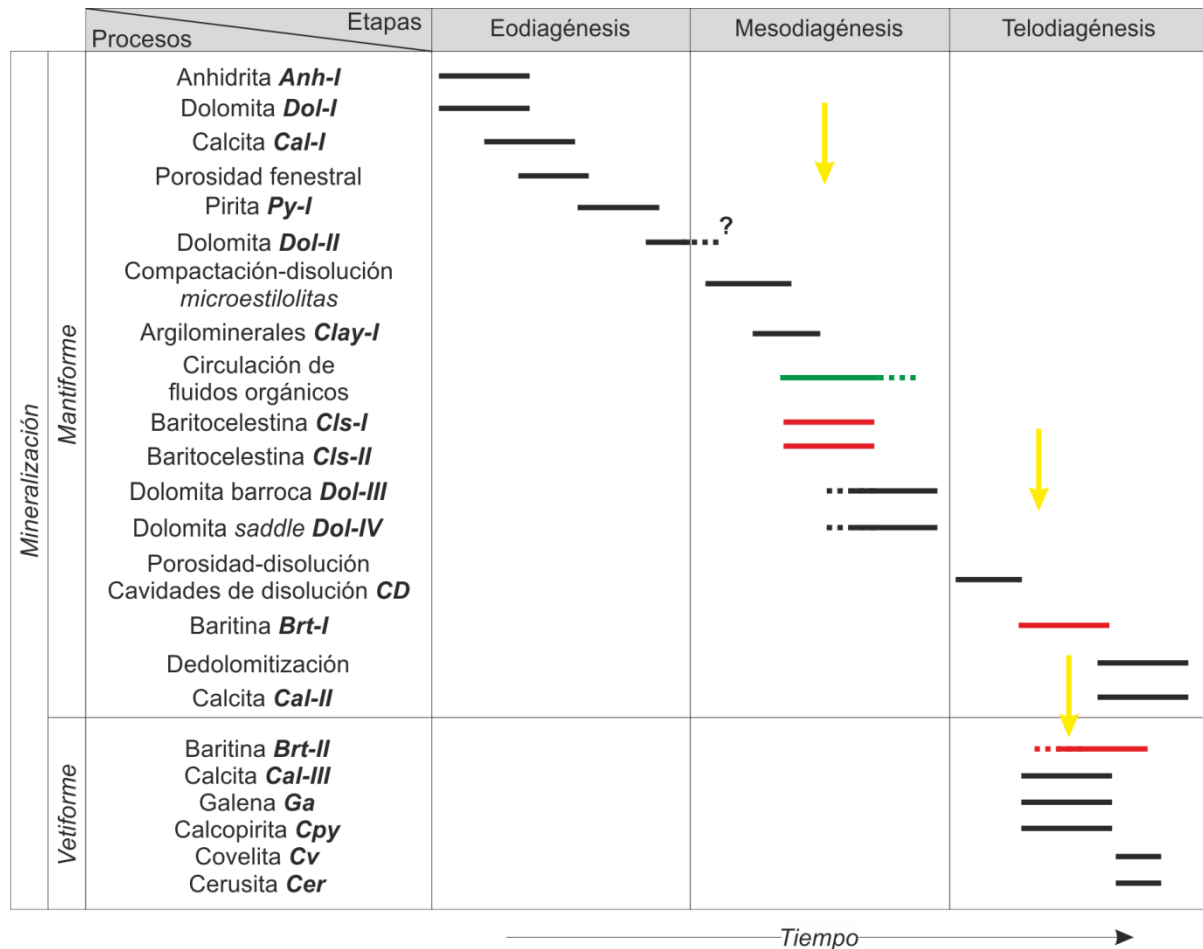


Figura V-27. Diagrama paragenético de la mineralización mantiforme hospedada en la Formación Huitrín y la correlación con los depósitos vetiformes hospedados en la Formación Agrio. Las flechas amarillas indican la circulación de fluidos asociados al episodio de mineralización. Abreviatura de minerales según Kretz (1983).

En la descripción de las texturas cebradas se han reconocido distintos procesos que indican una génesis relacionada a diferentes etapas diagenéticas: eodiagénesis, mesodiagénesis y telodiagénesis (Figura V-27). Se considera en la génesis de la textura la circulación de fluidos hidrotermales, ya sean aguas de formación o connatas, la circulación de fluidos orgánicos, el magmatismo y la estructuración del área. La caracterización de los fluidos que participaron en la mineralización y formación de las texturas se desarrollará en el capítulo VII. Se considera que una textura cebrada se generó en distintas etapas: (1) Las bandas carbonáticas fueron heredadas de las calizas estromatolíticas. Estas calizas fueron sometidas a procesos diagenéticos de compactación y disolución. (2) Posteriormente, la introducción y circulación de fluidos mineralizantes fue favorecida por los planos de laminación de las calizas y las superficies de disolución (Figura V-25a). Estos fluidos generaron el reemplazo selectivo y el relleno de los niveles carbonáticos. (3) La nucleación y el crecimiento de los cristales de celestina y baritocelastina produjeron una sobrepresión interna, causando la fracturación y el desplazamiento de las bandas carbonáticas.

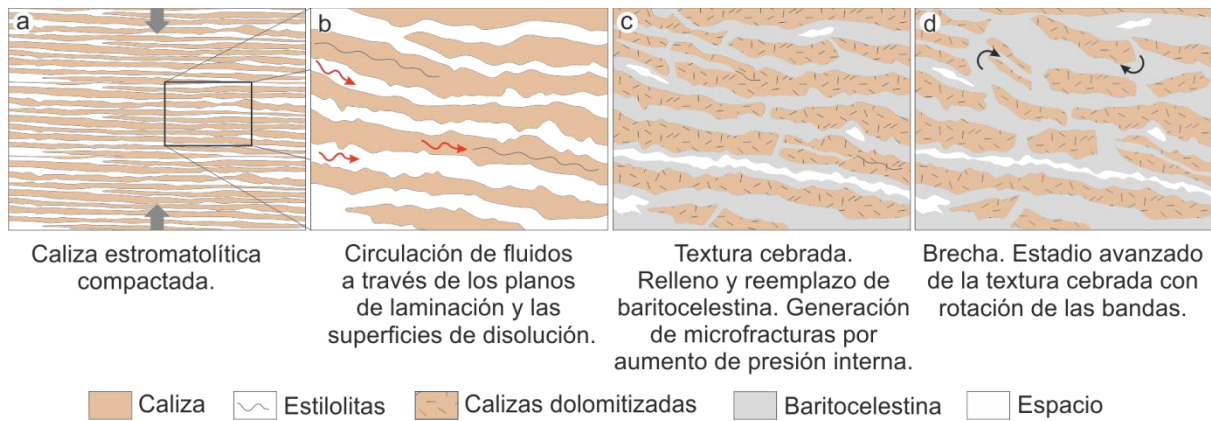


Figura V-28. Estadios de evolución de una textura cebrada típica.

(4) Finalmente, en un estadio más evolucionando se genera la rotación de la bandas carbonáticas fracturadas hasta conformar una brecha (Figura V-19g y 28).

V.3- ALTERACIÓN

Las evidencias de procesos de alteración en la roca de caja relacionados con las mineralizaciones investigadas no son claras. [Bengochea et al. \(1978\)](#) en el distrito Bajada del Agrio reconocieron silicificación, carbonatación y sericitización. Sin embargo, en los depósitos estratoligados hospedados en el Miembro Troncoso superior estudiados se reconoció argilización (illitización) y escasa dolomitización. La illitización se ha determinado mediante difracción de rayos X sobre el nivel pelítico subyacente al nivel mineralizado (Anexo V-4), mientras que la dolomitización se ha distinguido por microscopía óptica y por métodos de tinción.

V.3.1- ILLITIZACIÓN

V.3.1.1- Introducción. Identificación e índices aplicados para la illita e interestratificado illita/esmectita.

Para la caracterización de la illita se determinó el Índice de Cristalinidad o Kübler (IC), el Índice de Esquevin (IE) y el tipo de ordenamiento de Reichweite (R). La determinación del grado de cristalinidad de algunas arcillas constituye una herramienta muy importante para dilucidar la génesis de las mismas. Este índice permite diferenciar rocas que han sido sometidas a condiciones diagenéticas ($IC > 0,42$), de aquéllas que han alcanzado un bajo grado de metamorfismo ($IC < 0,42$), mientras que el límite entre la anquizona y epizona está dado por un valor de $IC = 0,25$ ([Kübler, 1967](#)). El valor del Índice de Esquevin está en función del carácter ferromagnesiano o aluminoso de la illita ([Esquevin, 1969](#)). Si la relación $1002/1001$ es menor a 0,25 corresponde a illitas de composición ferromagnesiana, mientras que si ese valor es mayor a 0,40 es aluminosa.

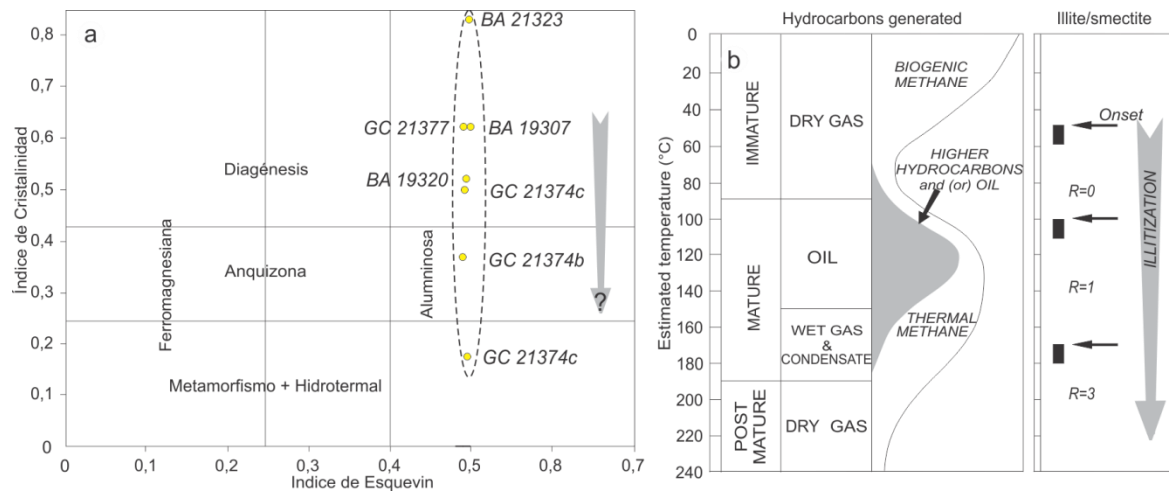


Figura V-29. **a-** Diagrama IC vs IE. Las muestras quedan comprendidas en los campos de la diagénesis hasta metamorfismo-hidrotermal. Posiblemente algunas muestras fueron afectadas en distinto grado por los fluidos mineralizantes. BA: Bajada del Agrio. GC: Grupo Continental (Anexo V-4). **b-** Ordenamiento del I/S en relación a la temperatura. Los rectángulos negros indican los rangos térmicos del pasaje de ordenamiento R.

Reynolds y Hower (1970), definieron tres formas de interestratificados I/S utilizando la notación de “Reichweite” (R) (Reynolds, 1980): desordenada ($R:0$), de bajo grado de ordenamiento ($R:1$) y de alto grado de ordenamiento ($R:3$), donde el porcentaje de illita del interestratificado I/S es de 0 a 60% para $R:0$, de 65 a 85% para $R:1$ y de 85 a 100% para $R:3$. El interestratificado I/S constituye el tipo más abundante, diversificado y de mayor distribución dentro de las arcillas constituyentes de rocas sedimentarias. Srodon (1984) determinó la ausencia o presencia de capas expandibles en relación a la intensidad de las reflexiones (001) y (003) en muestra natural y glicolada, dado por $I_r: [(I001/I003)_{\text{natural}} / (I001/I003)_{\text{glicolada}}]$. Si la relación es $I_r > 1$ indica la presencia de capas expandibles y si es $I_r = 1$ las capas expandibles están ausentes. Pollastro (1993) presenta la relación empírica entre las transformaciones de los interestratificados I/S y la temperatura proveyendo una base para su uso como geotermómetro. Los cambios en la proporción de illita y en el ordenamiento de los interestratificados I/S, pueden ser determinados a través de la difracción de rayos X, y luego ser utilizados para correlacionar los mismos con variaciones de temperatura debidas al soterramiento.

V.3.1.2- Análisis e interpretación

En los difractogramas de las siete muestras analizadas se identificaron principalmente los siguientes argilominerales: illita, illita-esmectita (I/S), esmectita, clorita y caolinita. La abundancia de estas especies es variable, en general están representadas por el 50 al 90% de illita, menor participación de interestratificado illita/esmectita (10 a 20%) y escasa a nula participación de clorita y caolinita de 0 a 10%. La illita ha sido identificada en todas las muestras, siendo en general la especie mineral más abundante. El índice de cristalinidad de la illita para las muestras analizadas varía entre 0,17 y 0,83 de $\Delta 2\theta$, lo que ubica a las

muestras en los campos desde la diagénesis temprana hasta la anquizona e incluso en el campo metamórfico-hidrotermal. El índice de Esquevin calculado para todas las muestras se ubica entre 0,49 y 0,5, por lo que poseen una tendencia aluminosa (Figura V-29). Por otra parte, los valores de I_r calculados para todas las muestras fueron mayores a 1, lo que indica la presencia de capas expansivas. El valor de Reichweite fue de 3, estimando un alto ordenamiento del interestratificado I/S, rico en illita. De acuerdo a lo propuesto por [Pollastro \(1993\)](#), el I/S alcanza este ordenamiento en un rango de temperaturas aproximadas de los 170° a 180°C.

El porcentaje de illita en el interestratificado I/S depende de tres factores principales: la profundidad, la temperatura y el tiempo en el que transcurre la transformación ([Pollastro, 1993](#)). En el gráfico de la figura V-29 se observa la relación entre el ordenamiento del I/S, que depende de la profundidad, y la temperatura ([Moore y Reynolds, 1989](#)). En base a estas variables se considera que la profundidad máxima alcanzada por la secuencia estudiada en el gráfico de soterramiento de la FPCA fue de aproximadamente 2.300 m ([Zamora Valcarce et al., 2009](#)). A esta profundidad y a un gradiente geotérmico de 55°C/Km, no se arribaría a la temperatura necesaria para generar un ordenamiento R:3. Por lo tanto, se considera que deben haber participado fluidos hidrotermales capaces de modificar el IC de la illita y el ordenamiento R en forma local, independientemente de la profundidad de soterramiento alcanzada durante la diagénesis. Este análisis continuará en los *capítulos VI y VIII* con los datos obtenidos en las determinaciones microtermométricas.

V.3.2- DOLOMITIZACIÓN

La dolomitización posiblemente sea producto de la alteración hidrotermal vinculada a la mineralización. En el Capítulo IV se aplicaron diferentes métodos de análisis digital para poder detectar esta alteración. Estos métodos permitieron identificar áreas dolomitizadas con o sin vinculación genética con las mineralizaciones de Ba-Sr.

En el contacto entre el manto mineralizado y la roca hospedante eventualmente se desarrolla un halo de dolomitización de unos pocos centímetros de espesor. En la Figura V-30 se puede observar el halo de dolomita **Dol-III** y el banco mineralizado. Se considera que los planos de estratificación de las calizas favorecieron el avance de los fluidos. En la figura V-25f se observa el frente de dolomitización asociado a la mineralización mantiforme hospedada en el Miembro La Tosca. Las dolomitas **Dol-III** y **Dol-IV** (Figura V-25) se habrían formado en condiciones de soterramiento asociadas a la circulación de fluidos hidrotermales y orgánicos, donde actuaron posiblemente las mismas condiciones de formación de la illita.

[Más et al. \(2009, 2011\)](#) describen cristales de dolomita-ankerita barrocas en calizas de la Formación Huitrín en las cercanías de Buta Ranquil, norte del Neuquén, formadas en condiciones de diagénesis profunda por soterramiento asociada a la circulación de fluidos



Figura V-30. **a-** Banco mineralizado de la mina Santa Bárbara. La línea de trazos amarilla indica el frente de avance de la dolomitización. **b-**Detalle del frente de dolomitización.

orgánicos. Por otra parte, [Garrido et al. \(2000\)](#), [Cesaretti et al. \(2002\)](#) y [Gómez et al. \(2008\)](#) describieron dolomita de tipo saddle asociada a una manifestación Pb-Zn tipo MVT, hospedada en la Formación Lajas, en el área de Puesto Gregor, al sur de Zapala. Estos autores establecen que el proceso de dolomitización que llevó a la formación de estas típicas dolomitas estaría relacionado con la circulación de fluidos acuosos con componentes orgánicos asociados, vinculado al soterramiento de la cuenca.

V.4- METALOTECTOS DE LAS MINERALIZACIONES

V.4.1- CONTROL LITOESTRATIGRÁFICO

La mineralización celestobarítica presenta un fuerte control litoestratigráfico asociado a facies silicoclásticas limo-arcillosas pertenecientes al Miembro Troncoso inferior y a facies carbonáticas de tipo *boundstone-bindstone* desarrolladas en el Miembro Troncoso superior de la Formación Huitrín. Según [de Barrio et al. \(2009\)](#) los niveles de calizas laminares serían propicios para la migración de los fluidos mineralizantes ya que constituyen horizontes porosos y permeables. Además, los horizontes limo-pelíticos infrayacentes a los bancos mineralizados corresponden a niveles de baja permeabilidad, que pueden haber controlado la circulación de los fluidos de manera lateral y el reemplazo por los sulfatos de Sr en las facies de boundstone y evaporíticas ([Escobar et al., 2013](#)).

V.4.1.1- Litofacies silicoclásticas

La litofacies silicoclástica se desarrolla en el tope del Miembro Troncoso inferior y están compuestas por niveles arenosos con intercalaciones limo-arcillosas (Figura V-31). El espesor de esta litofacies disminuye de norte a sur, registrándose en el área del Grupo Continental 1,8 m y en la zona de Bajada del Agrio 0,30 m. Los niveles arenosos constituyen bancos de hasta 10 cm y registran una granulometría media a fina con estructuras en

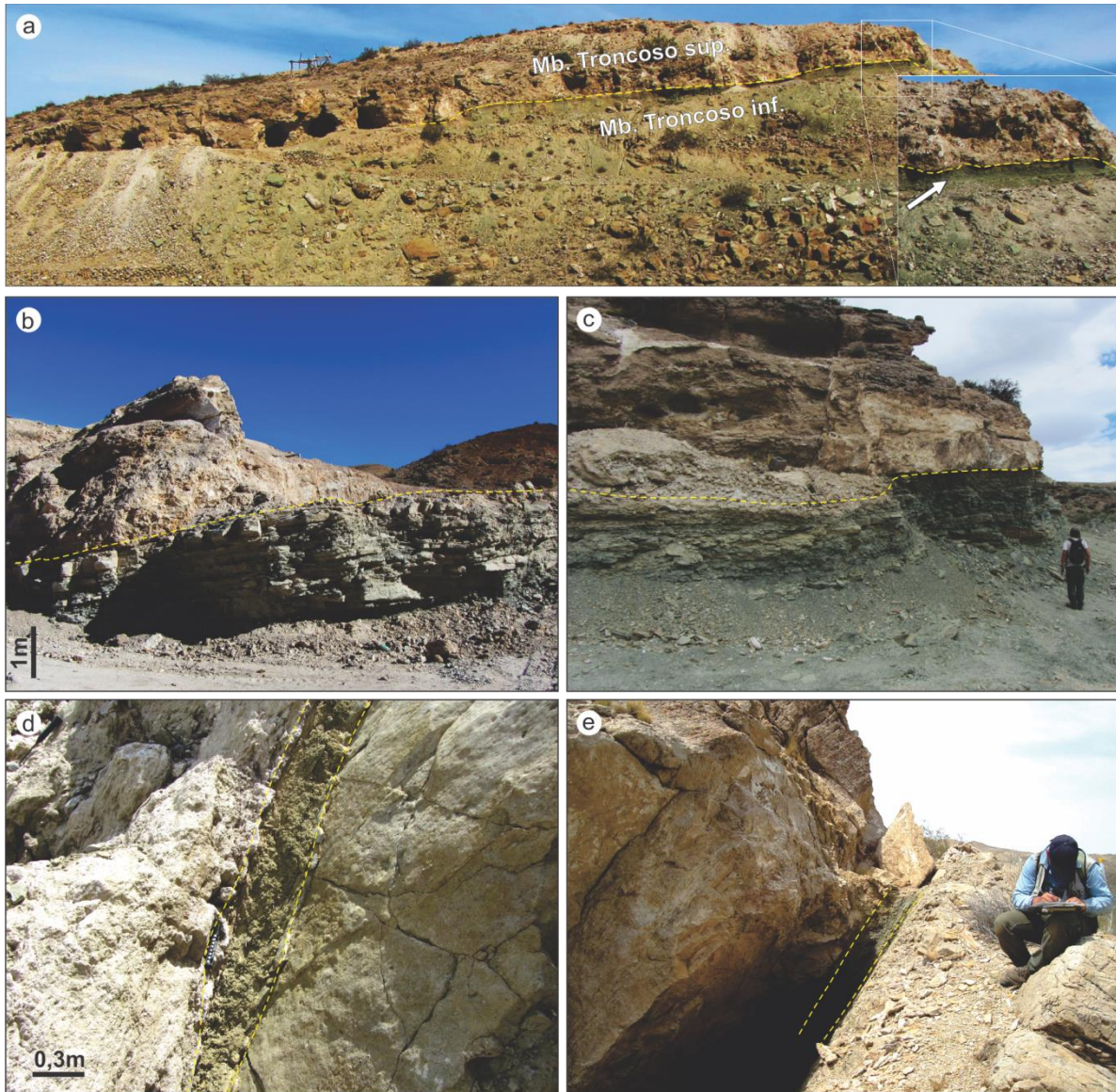


Figura V-31. **a-** Vista del horizonte estratoligado de celestina y baritina en la mina Cecilia, distrito Continental. Nótese el nivel limo-arcilloso subyacente al banco mineralizado (indicado con flecha). **b** y **c-** Frente de explotación de la mina Santa Elena, ubicado por encima de los niveles pelítico-arenosos finos de la parte cuspidal del Miembro Troncoso Inferior. **d-** Nivel pelítico debajo de la mineralización en la mina 3 de Noviembre. **e-** Nivel pelítico subyacente a la mineralización en la mina Santa Ana.

artesas. Los depósitos limo-arcillosos presentan una coloración gris verdosa, con textura maciza a finamente laminada. En el área de Bajada del Agrio solo se registraron las facies finas de este intervalo. Estos depósitos pueden ser interpretados como el resultado de procesos tractivos y de decantación atribuibles a una depositación subácuea.

V.4.1.2- Litofacies boundstone-bindstone

Esta litofacies se desarrolla en la base del Miembro Troncoso superior y se encuentra constituida por calizas biogénicas laminadas clasificadas como boundstone-bindstone (Embry y Klovan, 1971). Siguiendo la clasificación de Logan *et al.* (1964) se reconocieron estromatolitos planares constituidos por laminación criptoalgal irregular en afloramiento

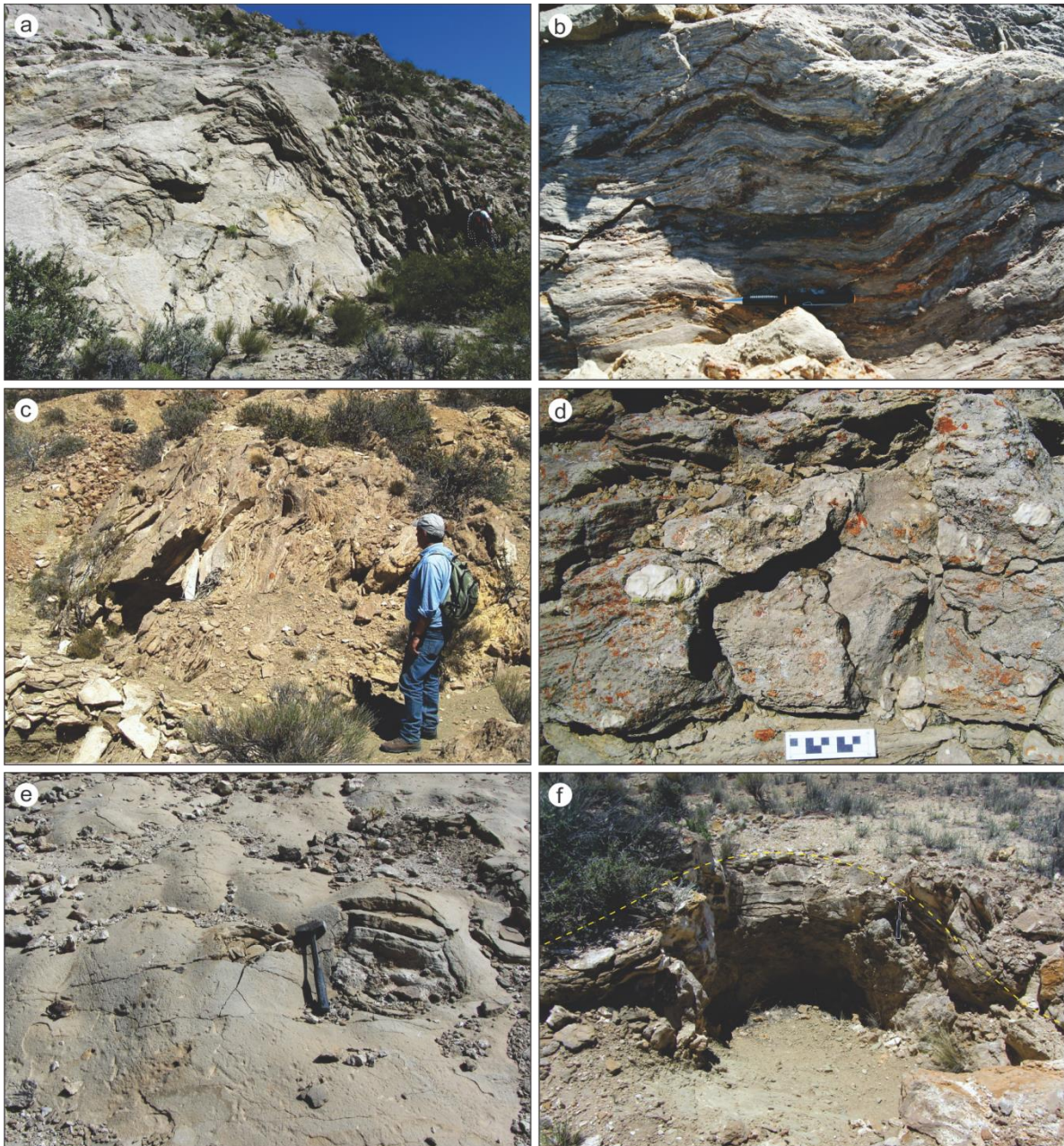


Figura V-32. Facies estromatolíticas asociadas a la mineralización. a- abultamiento estromatolítico en la mina Santa Bárbara. b- Calizas laminadas en la mina Santa Ana. c y d- Calizas laminadas en la mina El Endemoniado. e- Abultamientos estromatolíticos tipo LLH en la mina Cecilia. f- abultamiento mineralizado en la mina Las Aletas.

(Figura V-32), por sectores constituyen abultamientos en forma de domo de variable desarrollo, los cuales pueden corresponder a hemiesferoides unidos lateralmente (LLH-C) o hemiesferoides espaciados unidos lateralmente (LLH-S).

Internamente se observan estructuras fenestrales paralelas a la estratificación, las cuales pudieron haber sido generadas por la descomposición de la materia orgánica (Shinn, 1968). Además se observan brechas intraformacionales, nódulos aislados de anhidrita y grietas de desecación, lo que sugieren períodos de exposición subaérea. Se consideran que estas facies se desarrollaron en un ambiente intrasupramareal en la que durante ciertos lapsos los sedimentos formados estuvieron expuestos en un ambiente subaéreo (Legarreta, 1985). En



Figura V-33. Posible abultamiento estromatolítico que condicionó la depositación mineral en la mina 4 de Noviembre.

la mina 4 de Noviembre se puede observar una estructura en forma cómica, interpretada como un abultamiento estromatolítico que condicionó la depositación mineral (Figura V-33). Estos abultamientos presentan importantes cambios de espesores y se han observado cambios de facies laterales interdigitándose con facies evaporíticas. Su espesor varía desde unos pocos centímetros hasta aproximadamente 5 metros.

V.4.2- PALEOTOPOGRAFIA Y DISTRIBUCIÓN DE LAS MINERALIZACIONES

La Formación Huitrín se inicia con las sedimentitas silicoclásticas del Miembro Troncoso inferior, el cual se encuentra separado en dos secciones que representan diferentes ambientes de acumulación. La inferior corresponde a un sistema fluvial entrelazado arenoso con importante amalgamación lateral y vertical, mientras que la sección superior representa un sistema eólico con grandes sets de estructuras entrecruzadas arenosas, lo que indica el desarrollo de diferentes tipos de dunas simples y complejas (Veiga *et al.*, 2005). Hacia el tope de este miembro se disponen niveles arenosos con intercalaciones limo-arcillosas anteriormente descritos. La secuencia continúa con el desarrollo del Miembro Troncoso superior que se inicia con calizas de tipo *boundstone-bindstone* de gran extensión areal y de variable desarrollo. Hacia arriba y mediante un contacto concordante, se pasa a los depósitos evaporíticos.

La sección eólica del Miembro Troncoso Inferior representa un campo de dunas que se encuentra mayormente dispuesto en el sector centro norte de Neuquén y centro sur de Mendoza, con espesores de hasta 35 m. Posteriormente la cuenca tuvo un evento de inundación que se debió a la tendencia ascendente del nivel de base relativo, el cual ingresó por las zonas más deprimidas y fue cubriendo el campo de dunas instaurado en la región; esto permitió que se preserve la topografía eólica (Masarik 2002; Strömbäck *et al.*, 2005). Esta inundación estuvo relacionada a aguas hipersalinas, lo cual da testimonio de una

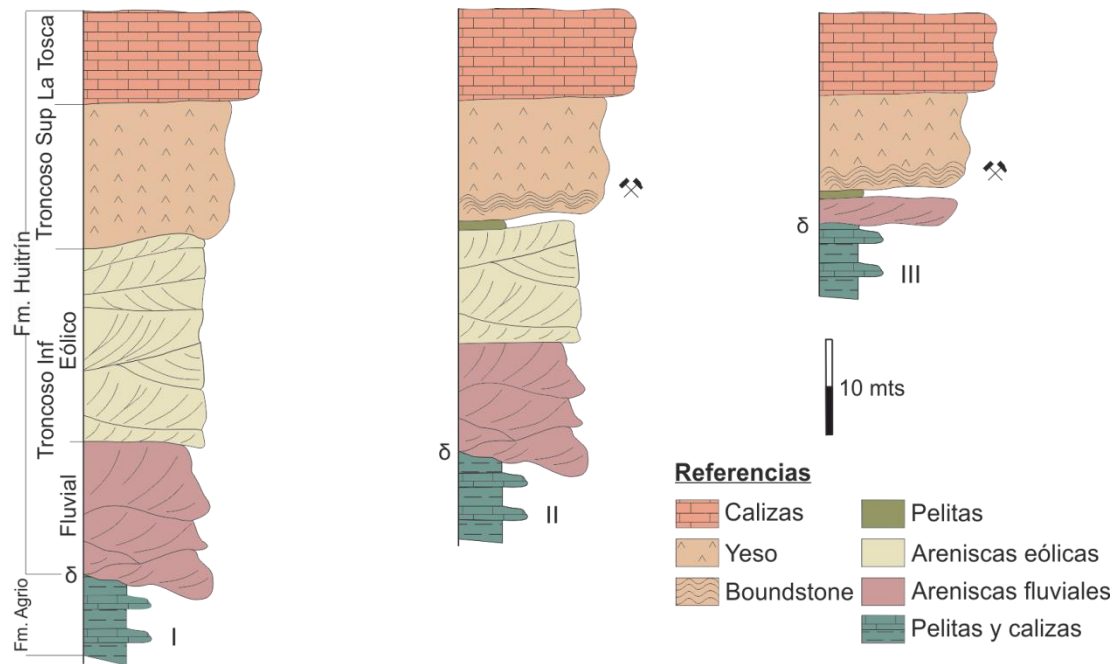


Figura V-34. Perfiles esquemáticos de la Formación Huitrín en distintas posiciones de norte a sur de la cuenca, mostrando los cambios de espesores del intervalo eólico. I- Área Loma La Torre. II- Área Balsa Huitrín. III- Área Bajada del Agrio. La ubicación de los perfiles se encuentra en la figura V-34.

conexión restringida con el Pacífico. [Strömbäck et al. \(2005\)](#) concluyen que ese mar trasarco presentaba baja energía, consistente con una cuenca relativamente protegida. Los espesores de acumulaciones evaporíticas indican que las condiciones de evaporación se mantuvieron constantes por un período prolongado y que la cuenca fue continuamente abastecida con agua marina ([Legarreta y Gulisano, 1989](#)). Dentro de este cuerpo de agua somero y de baja energía se desarrollaron láminas de carbonatos asociadas con tapices algáceos, que alternaron con episodios de mayor salinidad y evaporación ([Legarreta, 2002](#)).

En la figura V-34 se presentan tres perfiles esquemáticos donde se puede apreciar la variación de los espesores de las facies eólicas del Miembro Troncoso inferior que van disminuyendo en sentido norte-sur y como comienzan a manifestarse las facies algales mineralizadas. En la figura V-35 se presenta un modelo 3D desarrollado a partir de un mapa isopáquico de las facies eólicas, elaborado a partir de datos extraídos de [Legarreta \(2002\)](#), junto con la distribución de los depósitos barítico-celestínicos estratoligados. Se puede observar que la tendencia regional de estos depósitos es a generarse hacia los sectores de menores espesores de acumulación eólica. Posteriormente se superpuso al mapa isopáquico la paleogeografía del Miembro Troncoso superior realizada a partir de datos tomados de [Legarreta y Uliana \(1991\)](#).

Se estableció, sumado a las observaciones de campo, que por encima de la isópaca de 15 m no hubo un desarrollo significativo de las facies de *boundstone-bindstone*, capaces de hospedar concentraciones minerales. Si bien se observan manifestaciones, éstas no superan unos pocos centímetros de potencia, mientras que por debajo de esta isópaca se

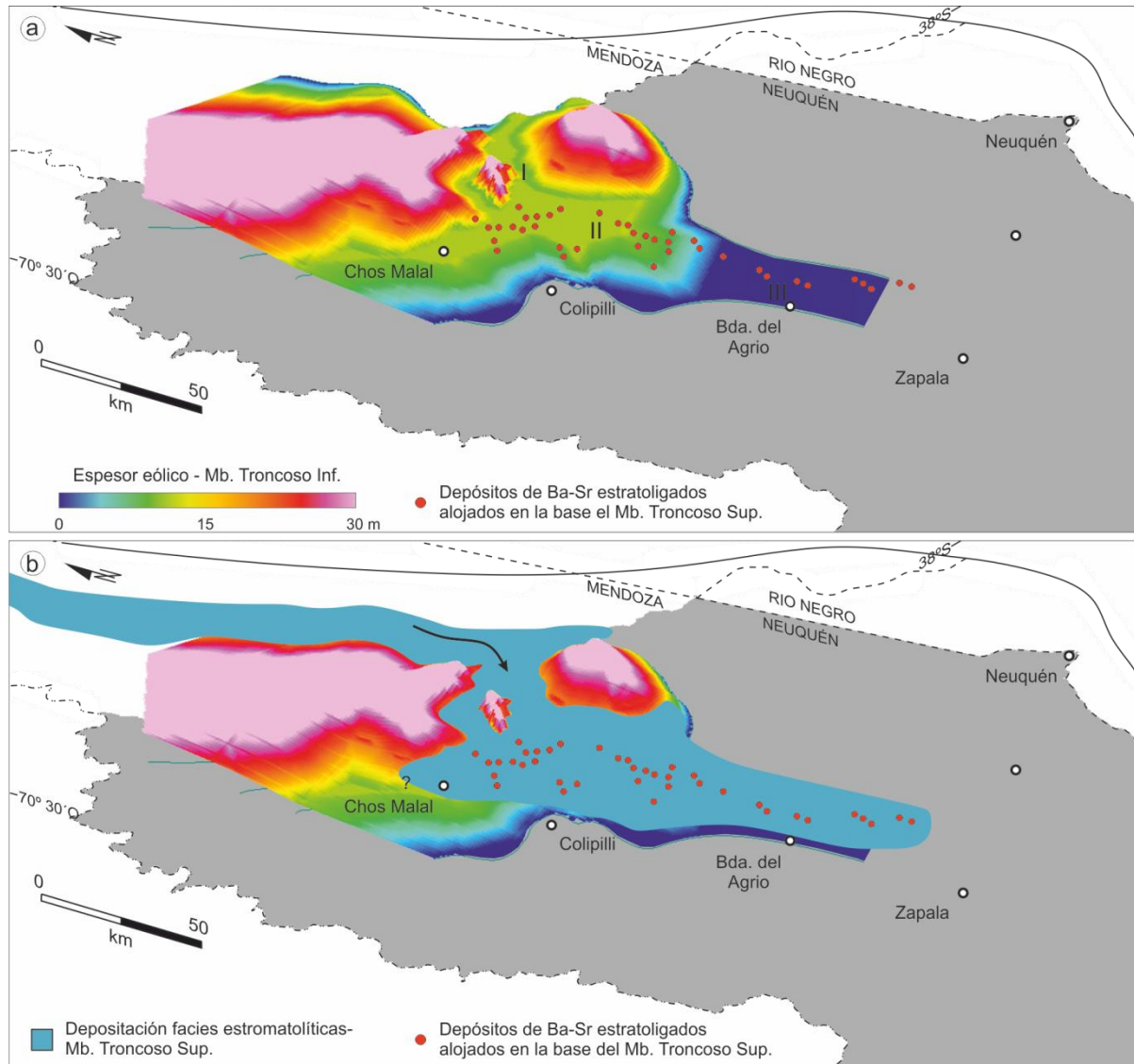


Figura V-35. **a-** Modelo 3D de las facies eólicas del Miembro Truncoso inferior junto con la distribución de los depósitos de Ba-Sr. Modificado de [Legarreta \(2002\)](#). **b-** Modelo 3D de las facies eólicas con la paleogeografía del Truncoso superior superpuesta. Modificado de [Legarreta y Uliana, \(1991\)](#). I- Perfil área Loma La Torre. II- Perfil área Balsa Huitrín. III- Perfil área Bajada del Agrio.

registraron más de 2 m de espesor. Esto permitió establecer que por debajo de la isópaca de 15 m el ambiente de acumulación fue propicio para la generación de las facies estromatolíticas. Asimismo se considera que el desarrollo y distribución de estas facies estuvo controlado por la paleotopografía eólica del Miembro Truncoso inferior.

V.4.3- CONTROL ESTRUCTURAL

Los depósitos estratoligados hospedados en la Formación Huitrín se encuentran en los flancos de las grandes estructuras anticlinales. Estas estructuras anticlinales forman parte del sector externo *oriental* de la faja plegada y corrida del Agrio, estructurada como resultado de la deformación andina. La faja plegada presenta dos etapas de deformación separadas en el tiempo; una establecida en el Cretácico Tardío y otra en el Mioceno ([Zamora Valcarce, 2007](#)).

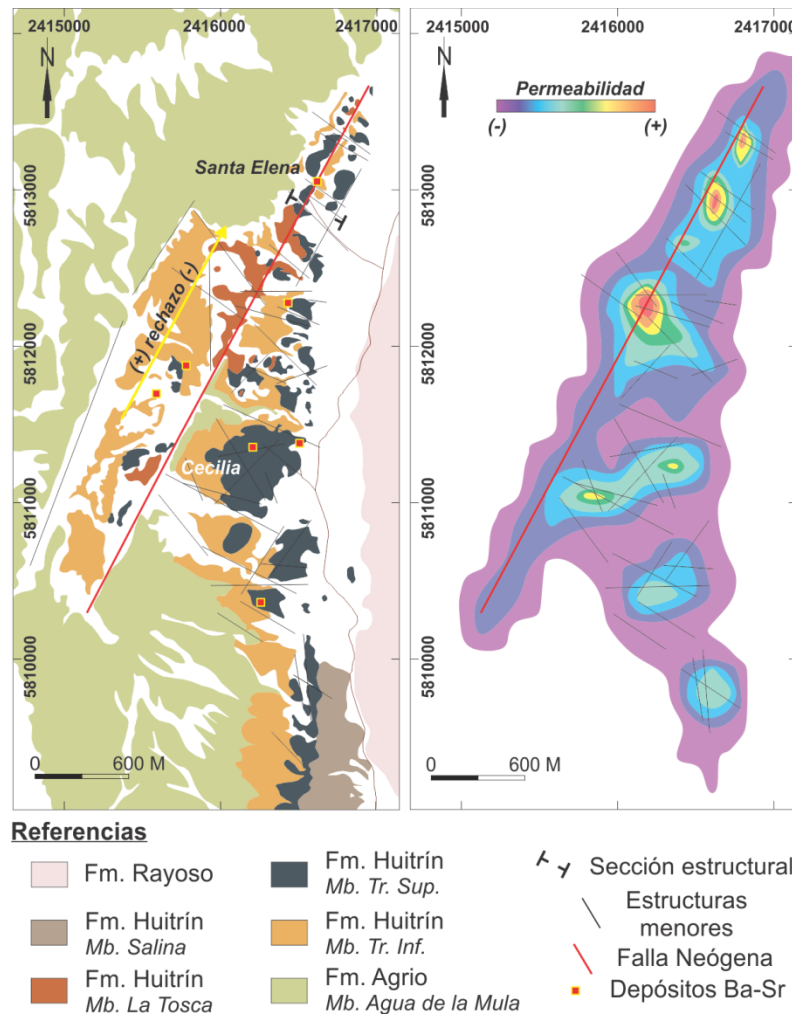


Figura V-36. **a-** Mapa geológico-estructural del distrito Grupo Continental. En rojo la estructura neógena reconocida y en negro las estructuras menores que desplazan al banco mineralizado. **b-** Mapa de intersección de estructuras, indicando sectores con mayor permeabilidad.

Se considera que el primer evento de mineralización mantiforme, está relacionado con las estructuras generadas durante la primera etapa de deformación de la FPCA en el Cretácico Tardío. Estas estructuras generaron zonas de mayor permeabilidad que funcionaron como conductos, favoreciendo el transporte y migración de los fluidos. La segunda fase mineralizante de composición barítica está asociada a la reactivación de las estructuras ocurrida durante el Mioceno (Figura V-36 y 37). Este evento se encuentra bien representado en el área del Grupo Continental, donde se puede apreciar a las grandes cavidades de disolución espacialmente asociadas con el fallamiento neógeno. A su vez se observa como disminuye el tamaño de las cavidades de disolución a medida que nos alejamos del fallamiento. Indudablemente la proximidad y contemporaneidad con las estructuras neógenas han condicionado y favorecido la disolución y los procesos de enriquecimiento de la mineralización secundaria.

En base a las estructuras y lineamientos identificados en superficie se generó una zoneografía de intersección de estructuras. Este procesamiento fue aplicado solamente en

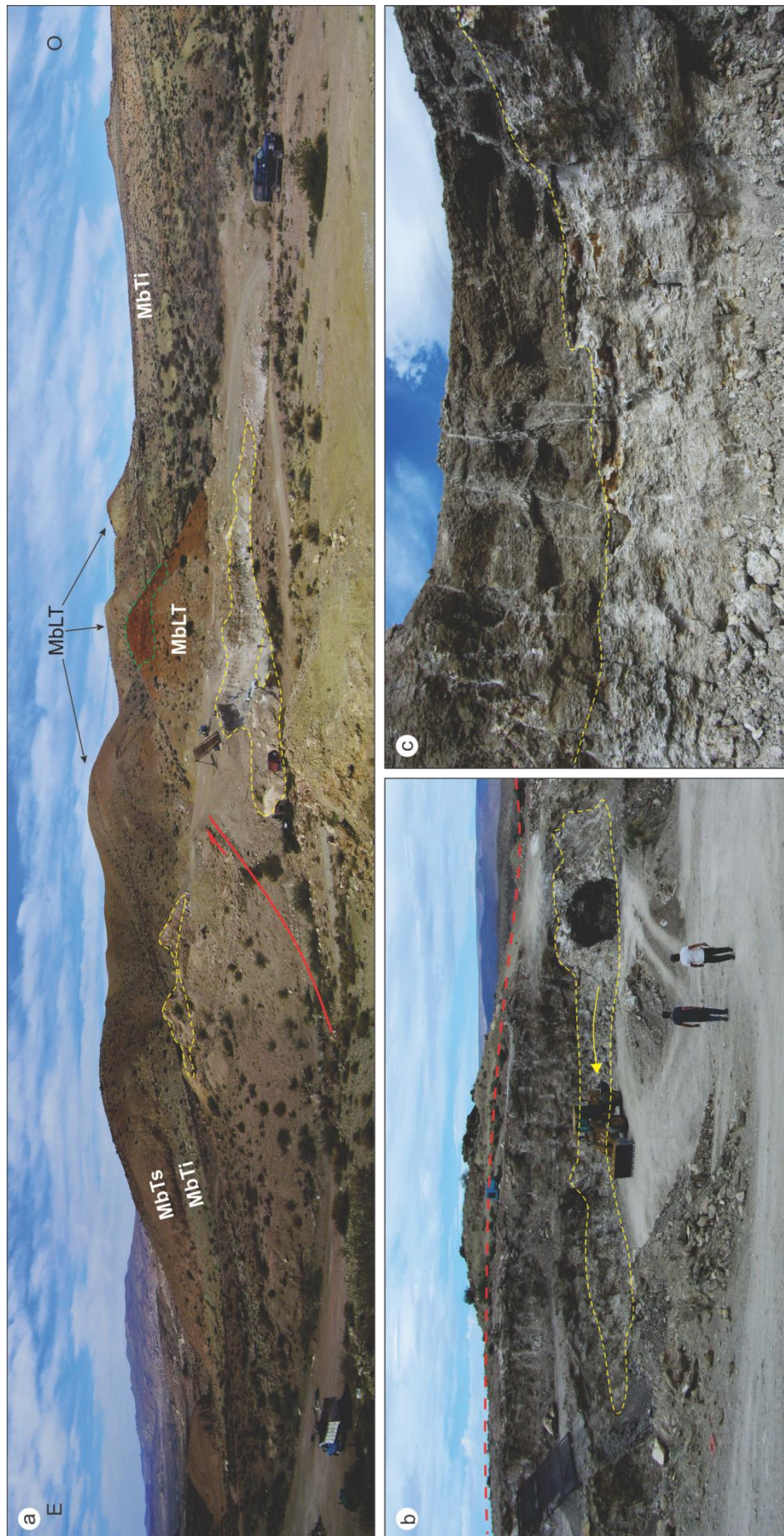


Figura V-37. **a-** Mina Santa Elena afectada por el fallamiento Neógeno. **MbTs**: Miembro Troncoso superior; **MbTi**: Miembro Troncoso inferior; **MbLT**: Miembro La Tosca. **b-** Banco mineralizado, obsérvese que el avance de la explotación y el acúñamiento del banco a medida que se aleja del fallamiento. **c-** Detalle del banco mineralizado en el Miembro Troncoso superior, indicando el contacto con las evaporitas.

el Grupo Continental, debido a que en la mayoría de los otros depósitos se encuentran fuertemente buzantes generando una reducida superficie de afloramiento. El fin de este procesamiento fue esquematizar los sectores con mayor intersección de estructuras y establecer las áreas con mayor permeabilidad. La intersección de estas estructuras probablemente favoreció la circulación de fluidos que generaron la removilización de la mineralización primaria (Figura V-36 y 37).

V.5- GEOQUÍMICA DE LA MINERALIZACIÓN

V.5.1- SERIE DE SOLUCIÓN SÓLIDA BARITINA-CELESTINA

Los radios iónicos del Ba^{+2} y del Sr^{+2} son 1,34 y 1,18 Å, respectivamente. Ambos elementos pueden sustituirse, y constituyen una serie de solución sólida (s.s.) de baritina-celestina. Las composiciones intermedias de la serie son conocidas en la naturaleza pero son poco comunes (Burkhard, 1978, Tekin *et al.*, 2002).

Los términos baritocelstina (celestina rica en Ba) y celestobaritina (baritina rica en Sr) son utilizados para designar las mezclas de sulfatos de Ba-Sr. Burkhard (1978) subdividió a los sulfatos en relación al contenido mol% de SrSO_4 en: baritina (0-10), celestobaritina (10-50), baritocelstina (50-90) y celestina (90-100). La mayoría de las baritinas contienen menos del 7 % mol de SrSO_4 y la mayoría de las celestinas contienen menos del 4% mol BaSO_4 (Hanor, 1968).

V.5.2- DETERMINACIONES MICROANALÍTICAS

Se analizaron mediante microsonda electrónica distintas muestras representativas de los depósitos minerales estudiados, con el fin de determinar la composición química puntual de los granos minerales (Tabla VI-2). Las determinaciones han aportado información sobre las variaciones composicionales de las diferentes especies minerales y la distribución de sus elementos. Estos resultados permitieron realizar interpretaciones genéticas de los minerales.

Las muestras analizadas fueron recalculadas a unidad de fórmula. Las muestras con evidencias de removilización, presentan composiciones baríticas **Brt-I**, que varían de $(\text{Sr}_{0,07}\text{Ba}_{0,92}\text{Ca}_{0,01})\text{SO}_4$ a $(\text{Sr}_{0,01}\text{Ba}_{0,99})\text{SO}_4$. En aquellas donde los procesos de reemplazo han sido significativos, asociadas a texturas cebradas, se observaron composiciones que fluctúan entre $(\text{Sr}_{0,948}\text{Ba}_{0,002}\text{Ca}_{0,05})\text{SO}_4$ y $(\text{Sr}_{0,997}\text{Ba}_{0,002}\text{Ca}_{0,001})\text{SO}_4$, clasificándose como celestinas. En el caso de los sulfatos que están asociados a niveles mantiformes con procesos de reemplazo, próximas a las yacencias vetiformes, se registran fluctuaciones entre $(\text{Sr}_{0,575}\text{Ba}_{0,416}\text{Ca}_{0,009})\text{SO}_4$ y $(\text{Sr}_{0,837}\text{Ba}_{0,158}\text{Ca}_{0,005})\text{SO}_4$, clasificándose como baritocelstinas **Cls-I**. Finalmente, las muestras que provienen de las yacencias vetiformes, las variaciones composicionales fluctúan entre $(\text{Sr}_{0,283}\text{Ba}_{0,715})\text{SO}_4$ y $(\text{Sr}_{0,237}\text{Ba}_{0,763})\text{SO}_4$ y se clasifican como celestobaritinas **Brt-II**.

Muestra	Mine.	Mina	Ycia.	SO ₃	SrO	BaO	CaO	MgO	PbO
543*	Brt-I	3 de Nov.	Manto	38,9-48,1	2,8-4,1	47,8-57,4	-	-	-
503*	Brt-I	Gp. Cont.	Manto	40,7-42,2	3,4-25,6	32,2-55,8	-	-	-
522*	Cls-I	Sta. Bárbara	Manto	44,5-47,8	45,6-50,7	4,1-8,4	-	-	-
15001	Cls-I	Dios Alado	Manto	39,63-45,18	28,14-54,96	0,31-30,09	0,01-1,03	-	-
15003	Cls-I	Dios Alado	Manto	42,77-45,40	52,75-56,65	0,12-1,30	0,05-0,261	-	-
15009	Cls-I	Dios Alado	Manto	42,72-45,20	52,63-55,40	0,07-1,97	0,06-0,17	-	0-0,24
522**	Cls-I	Sta. Bárbara	Manto	41,67-44,40	53,26-57,73	0-3,90	0,01-1,67	0-0,11	-
543**	Brt-I	3 de Nov.	Manto	32,41-33,79	0,59-2,37	64,15-65,91	0,01-0,08	0-0,02	-
11228*	Brt-I	Gp. Cont.	Manto	32,95-35,53	0,57-3,17	62,31-65,34	0-0,13	0-0,02	-
11265	Cls-I	Gp. Cont.	Manto	41,96-45,12	53,37-57,06	0,02-0,17	0-1,53	-	0-0,04
11263	Brt-I	Sta. Bárbara	Manto	33,12-35,61	0,13-0,77	64,22-66,02	0-0,96	0-0,02	-
21304	Brt-II	S/N	Veta	35,62-36,12	11,11-13,38	50,03-52,89	0-0,03	-	0-0,13
21349	Brt-II	S/N	Veta	34,44-36,67	11,60-13,01	49,72-51,80	0-0,05	-	0,05-0,28

Muestra	Mine.	Mina	Ycia.	S	Pb	Zn	Cu	Ag
21304	Ga	S/N	Veta	13,17-13,44	85,63-87,57	0-0,07	0-0,06	0-0,08
21338	Ga	S/N	Veta	11,37-13,76	89,11-75,4	0-0,13	0-0,13	0-0,02
21349	Ga	S/N	Veta	12,82-13,8	83,67-90,7	0-0,11	0-0,11	0-0,03

Muestra	Mine.	Mina	Ycia.	CO ₂	CaO	MgO	SrO	BaO
11259	Cal-I	Sta. Bárbara	Manto	35,43-39,25	58,8-63,35	0-0,52	0,02-1,28	0-0,06
11263	Cal-I	Sta. Bárbara	Manto	34,39-45,35	53,99-64,25	0,11-0,56	0-0,23	0-1,57
11096**		Sta. Bárbara	Manto	37,59-44,67	54,19-61,27	0,08-1,01	0-0,04	0-0,17
11093**		Sta. Bárbara	Manto	39,13-45,25	53,89-59,53	0,34-1,01	0-0,10	0-0,03
11092**		Sta. Bárbara	Manto	40,80-45,18	32,83-36,72	17,48-21,45	0-0,14	0-0,02
11237**		4 de Nov.	Manto	38,06-44,86	54,22-60,65	0,05-0,79	0-0,03	-

Tabla V-2. Muestras de sulfatos y sulfuros analizadas mediante microsonda electrónica. (*) Análisis químicos semicuantitativos- EDAX (de Barrio *et al.*, 2008) y (**) Análisis químicos por microsonda electrónica (de Barrio *et al.*, 2009). Los óxidos y elementos están expresados en % en peso. Distrito Bajada del Agrio: Minas 3 y 4 de Noviembre, Sta. Bárbara y Santa Ana. Distrito Cordón del Salado-C° Pichi Mula: Minas Dios Alado. Distrito Grupo Continental.

Para observar las variaciones de la serie baritina-celestina, se calcularon las composiciones químicas al 100% mol de los componentes BaSO₄-SrSO₄-CaSO₄, dado que muchos de los sulfatos de Ba-Sr contienen cantidades variables de calcio (Figura V-38). En la figura V-38a se observan las baritinas, celestobaritinas, baritocelstinas y celestinas de los depósitos investigados discriminados por yacencia. Los valores que provienen de las facies con claras evidencias de removilización se agrupan homogéneamente en el extremo rico en Ba. Los datos que provienen de muestras asociadas a procesos de reemplazo, muestran una distribución más heterogénea hacia el extremo rico en Sr, pudiéndose a su vez separar en dos grupos; uno celestínico y otro baritocelstínico que tiende a composiciones intermedias. Por último, los valores que derivan de la yacencia vetiforme exhiben una composición celestobarítica. De acuerdo con Pohl (2011) las baritinas con altos contenidos de estroncio aparecen en vetas hidrotermales formadas a altas temperaturas, mientras que las baritinas sinsedimentarias y diagenéticas tempranas tienden a presentar bajos contenidos de estroncio.

Las composiciones intermedias podrían ser el resultado del intercambio iónico en respuesta a los cambios composicionales de la solución después de la precipitación inicial

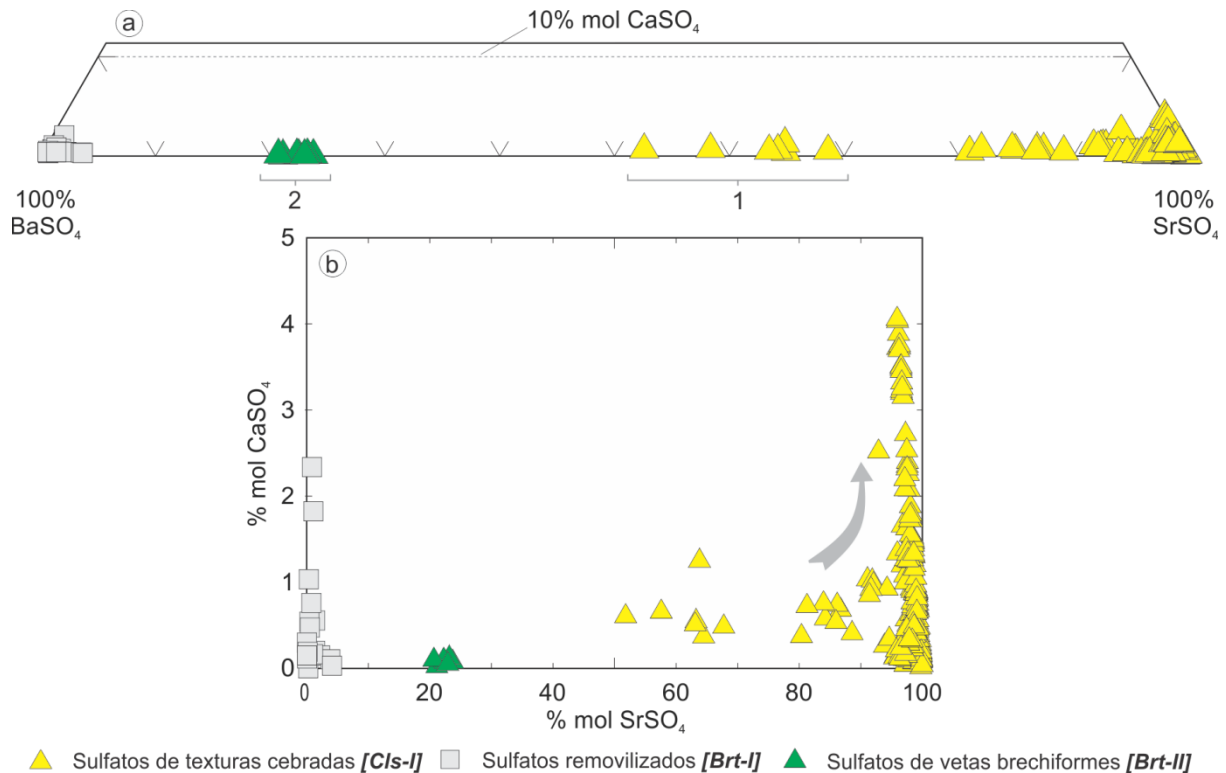


Figura V-38. **a-** Diagrama ternario BaSO₄-SrSO₄-CaSO₄ (cortado en 10% mol CaSO₄) de composiciones químicas de los sulfatos de Ba-Sr hospedados en las Formaciones Agrio y Huitrín. 1 y 2 corresponden al área del Cordón del Salado-Cerro Pichi Mula. **b-** Contenidos de CaSO₄ en los sulfatos Ba-Sr, la flecha indica el aumento del contenido de Ca.

del sulfato (Burkhard, 1978). Gordon *et al.* (1954) analizaron soluciones acuosas durante la precipitación de baritina y celestina, y determinaron que el Sr tenía una distribución heterogénea a lo largo de la serie de s.s. Asimismo, Malinin y Urusov (1983) argumentaron en base a la distribución del Ba-Sr en la síntesis de la s.s. que las composiciones intermedias son metaestables y tienden a exolverse por debajo de los ~100°C. Según Prieto *et al.* (2000) la serie s.s. de baritina-celestina no es completa y existe un intervalo de inmiscibilidad a bajas temperaturas. Becker *et al.* (2000) demostraron que para temperaturas inferiores a los ~500°K (227°C) existe un hueco de inmiscibilidad. Sin embargo, trabajos recientes de Tekin *et al.* (2002) y Bolonin y Nikiforov (2014) indican la existencia de composiciones intermedias de sulfatos de Ba-Sr en yacimientos de Turquía y Rusia, inclusive en volúmenes de interés económico.

Por otro lado, Hayase *et al.* (1977) experimentaron la síntesis de una solución hidrotermal pobre en Sr, la cual se enriquece gradualmente en este elemento respecto al Ba a medida que progresa la cristalización. Estos autores determinaron en la mina Achalay (distrito Mallín Quemado) una zonación composicional que varía desde los niveles inferiores hasta los niveles superiores de la mina. Ésta evoluciona desde composiciones baríticas enriquecidas en estroncio hasta composiciones baríticas empobrecidas en estroncio y finaliza con la precipitación de celestina en los niveles más altos. de Barrio *et al.* (2008) constataron una

variación composicional lateral de la mineralización estratoligada en el distrito Bajada del Agrio. La composición en el sur del distrito (mina 4 de noviembre) es predominantemente barítica, mientras que hacia el norte (mina Santa Bárbara) la composición pasa a ser mayoritariamente celestínica.

En la figura V-38b se observan las variaciones de CaSO_4 en los sulfatos de Ba-Sr. Las composiciones que se ubican hacia el extremo de SrSO_4 presentan un mayor contenido de Ca mientras que hacia el extremo del Ba los contenidos de Ca van disminuyendo hasta casi ser nulos. El contenido de calcio en los sulfatos puede deberse a que los sulfatos de Ba-Sr se encuentran íntimamente asociados con minerales de Ca (calcita, dolomita, anhidrita). Esta asociación indicaría la disponibilidad de un alto contenido de Ca en el medio de formación del sulfato ([Bolonin y Nikiforov, 2014](#)). Otra posibilidad en la variación de los contenidos de Ca, podría estar asociada a los procesos de reemplazo de estos elementos, debido a que el estroncio presenta un radio iónico similar al calcio y puede sustituirlo.

Los resultados obtenidos en carbonatos de la Formación Huitrín demuestran que las rocas calcáreas presentan puntualmente altos contenidos de Sr (valores máximos de hasta 1500 ppm) con promedios entre 400 y 615 ppm según las distintas áreas mineralizadas. Por su parte, los contenidos de Ba son significativamente menores, confirmando claramente la escasa potencialidad de las rocas carbonáticas como posible fuente de aporte de este elemento ante posibles procesos de lixiviación ([de Barrio et al., 2009](#)).

CAPÍTULO VI
GEOFÍSICA

VI.1- MAGNETOMETRÍA

VI.1.1- INTRODUCCIÓN

El objetivo del levantamiento magnetométrico realizado fue identificar posibles cuerpos intrusivos no aflorantes en el distrito de Bajada del Agrio y en un sector del Cordón y Pampa del Salado (Figura VI-1). Se partió de la premisa de que la detección mediante magnetimetría de un cuerpo rocoso dado, hospedado en el interior de otro, será más probable cuanto mayor sea el contraste de susceptibilidades magnéticas entre la roca buscada y las que la circundan. La posible evidencia de magmatismo en el área de influencia de los depósitos de Ba-Sr es importante al momento de proponer el modelo genético de las mineralizaciones.

El estudio magnetométrico consistió en el levantamiento, procesamiento, análisis e interpretación de datos digitales. Además, se vinculó a la respuesta geofísica con imágenes satelitales y datos geológicos de campo. El instrumental utilizado se describió en el *Capítulo II - Metodología*.

VI.1.2- LEVANTAMIENTO Y PROCESAMIENTO MAGNETOMÉTRICO

El levantamiento en el área de Bajada del Agrio abarcó una superficie aproximada de 11 km². El trazado de los perfiles magnetométricos se programó en el sector donde se detectaron en las imágenes satelitales estructuras lineales, posiblemente correspondientes a diques ígneos. Se realizaron 12 perfiles de rumbo E-O, cada uno de aproximadamente 3 km de longitud, distanciados unos 200 m. Por su parte, en el Cordón y la Pampa del Salado se cubrió un área de 18 km² donde se efectuaron 4 perfiles magnetométricos de 8 km de longitud, distanciados aproximadamente entre 500 y 750 m e igualmente orientados. El levantamiento en este sector se planteó en base a la anomalía positiva obtenida del mapa de relación de Poisson de [Sigismondi \(2012\)](#). En éste se puede apreciar una anomalía localizada en el lado occidental del Cordón del Salado y oriental de la Pampa del Salado (Figura VI-6).

Durante el análisis de la información, se aplicaron diversos procesamientos con el fin de obtener una mayor precisión de los datos obtenidos. Los análisis realizados sobre los datos magnéticos fueron: Intensidad del Campo Magnético Total, Reducción al Polo y Derivada de Tilt. La intensidad del Campo Magnético Total (CMT) se determinó en base a las correcciones diurnas por método diferencial. La Reducción al Polo (RTP) se debe a que el campo magnético terrestre posee distintas declinaciones e inclinaciones; las anomalías suelen estar distorsionadas por el efecto de la posición y la ubicación del cuerpo magnetizado. Así para poder minimizar este efecto se aplica la técnica de Reducción al Polo ([Baranov y Naudy, 1964](#)). Esta técnica simula la apariencia que hubieran tenido los datos de haber sido medidos en el polo magnético, donde la inclinación es vertical y estos efectos de

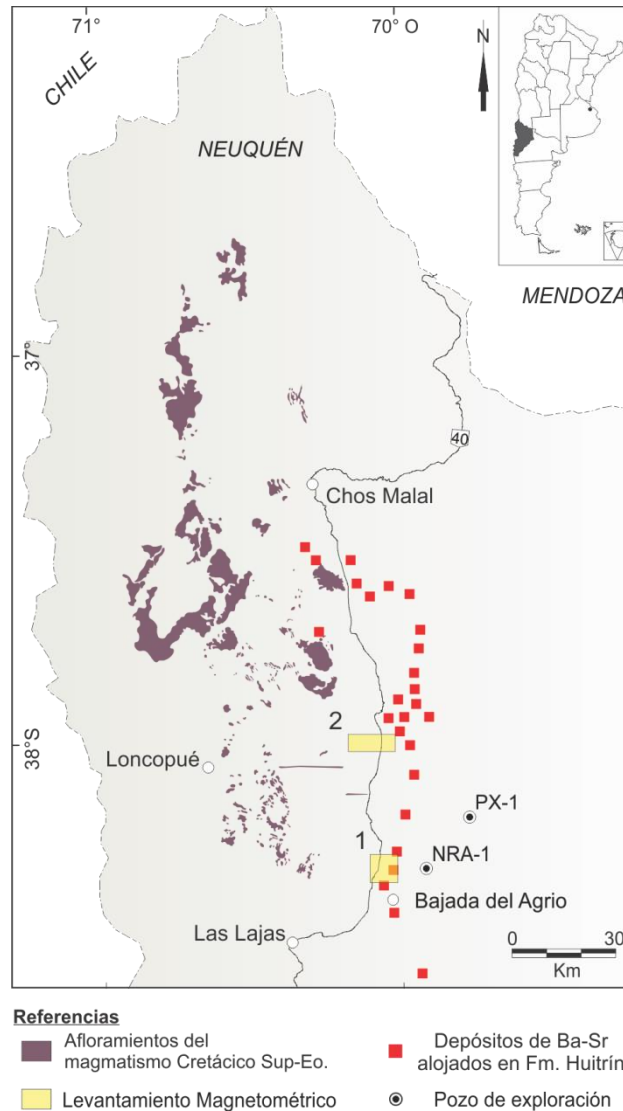


Figura VI-1. Mapa de ubicación de las zonas con levantamiento magnetométrico terrestre. 1- Distrito Bajada del Agrio. 2- Área Cordón y Pampa del Salado. En rojo la distribución del magmatismo Cretácico superior-Eoceno y las mineralizaciones de Ba-Sr hospedada en la Formación Huitrín.

asimetría son mínimos (Figura VI-2). Una vez aplicado el filtro de RTP al CMT, se obtuvo el mapa de reducción al PCT (Figura VI-3b), donde se puede observar que las anomalías sufrieron modificaciones en su posición y magnitud respecto al CMT de la figura VI-3a.

Por último, la Inclinación del Campo Potencial (Tilt Derivative), se utiliza para resaltar la posible presencia de fuentes magnéticas someras. Mediante el cálculo y gráfico de esta propiedad se ven acentuados los contrastes magnéticos que puedan presentar rasgos geológicos que se encuentren a poca profundidad.

VI.1.3- SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

La susceptibilidad y magnetización remanente de las rocas son las propiedades de interés de los levantamientos magnetométricos (Clark, 1997). La susceptibilidad es la capacidad que tiene una roca de adquirir magnetización en presencia de un campo

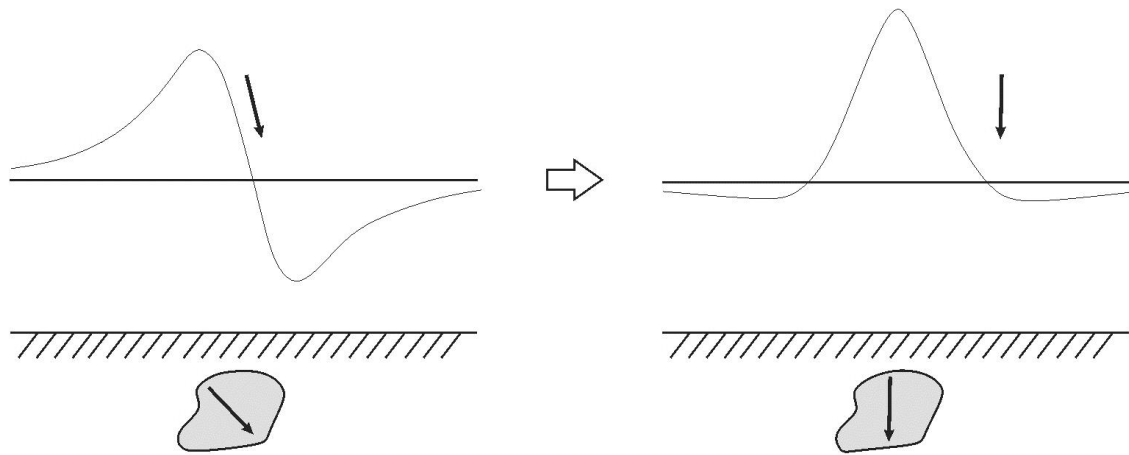


Figura VI-2: Diagrama simplificado que muestra el efecto de la reducción al Polo (derecha) en una anomalía de campo magnético total ubicada en el hemisferio magnético Sur (izquierda).

magnético externo. La magnetización remanente es la magnetización permanente de una roca y ésta no depende de algún campo externo.

Según la propiedad magnética las sustancias se dividen en diamagnéticas, paramagnéticas y ferromagnéticas. La susceptibilidad de las rocas es una propiedad extremadamente variable y es controlada por el contenido de minerales ferromagnéticos. A su vez, depende del tamaño de grano, distribución en la roca, grado de meteorización, entre otras propiedades. Generalmente la meteorización tiende a reducir la susceptibilidad magnética de los minerales.

Teniendo en cuenta entonces las premisas y procesamiento correspondientes, se determinó la susceptibilidad magnética de las rocas aflorantes en el área investigada. El cuerpo basáltico identificado en esta investigación arrojó un valor promedio de $944,8 \times 10^{-6}$ CGS. La roca de caja, constituida por pelitas y calizas de la Formación Agrio, dio un valor promedio de $32,15 \times 10^{-6}$ CGS, siendo el contraste varias decenas de órdenes de magnitud. Además, se midió la susceptibilidad de las principales unidades litológicas de las Formaciones Huitrín y Rayoso. La susceptibilidad del yeso/anhidrita que constituye el Miembro Troncoso superior fue de $10,45 \times 10^{-6}$ CGS y para las calizas del Miembro La Tosca de $41,1 \times 10^{-6}$ CGS, en tanto que la susceptibilidad de la mineralización hospedada en la base del Miembro Troncoso superior varió entre $22,9 \times 10^{-6}$ y $32,7 \times 10^{-6}$ CGS. En cuanto a la Formación Rayoso se determinó la susceptibilidad en areniscas rojas, las cuales arrojaron un promedio de $177,1 \times 10^{-6}$ CGS. En la tabla VI-1 se presentan los rangos de susceptibilidad magnética para las principales formaciones de la Cuenca Neuquina. Estas fueron medidas en transectas regionales en el centro y norte de la faja plegada y corrida del Agrio-Malargüe (Raniolo, 2007 en Sigismondi, 2012). Se puede observar que los rangos de valores de la tabla son congruentes en líneas generales con los obtenidos en los afloramientos en el área de Bajada del Agrio.

Mineral/Roca	Formación	10 ⁻⁶ CGS	Mineral/Roca	Formación	10 ⁻⁶ CGS
Yeso	Fm. Huitín	10	Caliza	Fm. Vaca Muerta	440
Pelita	Fm. Los Molles	20	Caliza	Fm. Agrio	510
Pelita	Fm. Agrio	60	Pelita	Fm. Rayoso	830
Yeso	Fm. Auquilco	60	Volcanita		980
Caliza	Fm. Vaca Muerta	60	Ignimbrita		1040
Arenisca	Fm. Rayoso	80	Volcanita		1550
Arenisca	Fm. Lotena	90	Pelita	Fm. Rayoso	1730
Arenisca	Fm. Rayoso	100	Pelita	Fm. Rayoso	2170
Caliza	Fm. Huitín	110	Riolita		2990
Yeso	Fm. Auquilco	130	Pelita	Fm. Rayoso	3750
Pelita	Fm. Agrio	140	Arenisca	Gp. Neuquén	5520
Yeso	Fm. Auquilco	140	Arenisca	Gp. Neuquén	6200
Arenisca	Fm. Tordillo	160	Basalto		7090
Pelita	Fm. Rayoso	170	Brecha volc.		11200
Caliza	Fm. Vaca Muerta	180	Basalto		12000
Pelita	Fm. Agrio	190	Brecha volc.		12900
Pelita	Fm. Rayoso	200	Riolita		14600
Caliza	Fm. Agrio	200	Arenisca	Gp. Neuquén	16700
Caliza	Fm. Vaca Muerta	200	Basalto		17200
Arenisca	Fm. Tordillo	220	Brecha volc.		17500
Yeso	Fm. Tábanos	270	Pelita	Gp. Neuquén	18400
Arenisca	Fm. Tordillo	280	Volcanita		21400
Pelita	Fm. Vaca Muerta	360	Basalto		22000
Ignimbrita		370	Basalto		48600
Pelita	Fm. Vaca Muerta	400			

Tabla VI-1. Susceptibilidades magnéticas de las principales formaciones geológicas de la Cuenca Neuquina medidas en afloramientos (Raniolo, 2007 en Sigismondi, 2012).

VI.1.4- ANOMALÍAS MAGNÉTICAS IDENTIFICADAS E INTERPRETACIONES

Se denomina anomalía magnética a la desviación del campo magnético del valor normal, debido a la presencia de minerales ferromagnéticos, diamagnéticos y/o paramagnéticos. La mayoría de las rocas contienen pequeñas cantidades de óxidos de hierro, de modo que si cristalizan a partir de un magma y en presencia de un campo magnético externo (el terrestre), los momentos magnéticos finalizarán orientados, lo que causará una anomalía magnética.

Las anomalías magnetométricas locales detectadas pueden deberse a las variaciones de susceptibilidad de las rocas, tanto aflorantes como en el subsuelo. Las anomalías identificadas en el área de Bajada del Agrio se pueden apreciar en el mapa de reducción al polo del campo total, el cual presenta un rango de variación que oscila entre 24.970 y 25.050nT. El valor considerado para el campo magnético total en la región investigada fue de 24.947nT (4/12/14), obtenido del NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*).

Se estableció un valor de background de 25.010nT en base a la estimación de la media de los datos magnéticos. En la figura VI-3 se puede observar el mapa de RTP zonas de altos y bajos magnéticos (altos: colores cálidos y bajos: colores fríos). El alto magnético máximo en el área prospectada se correlaciona con el afloramiento del dique basáltico y presenta un desarrollo más localizado (Figura VI-3b A). Hacia el suroeste y noroeste se observan anomalías con mayor extensión areal aunque de menor rango de variación (Figura

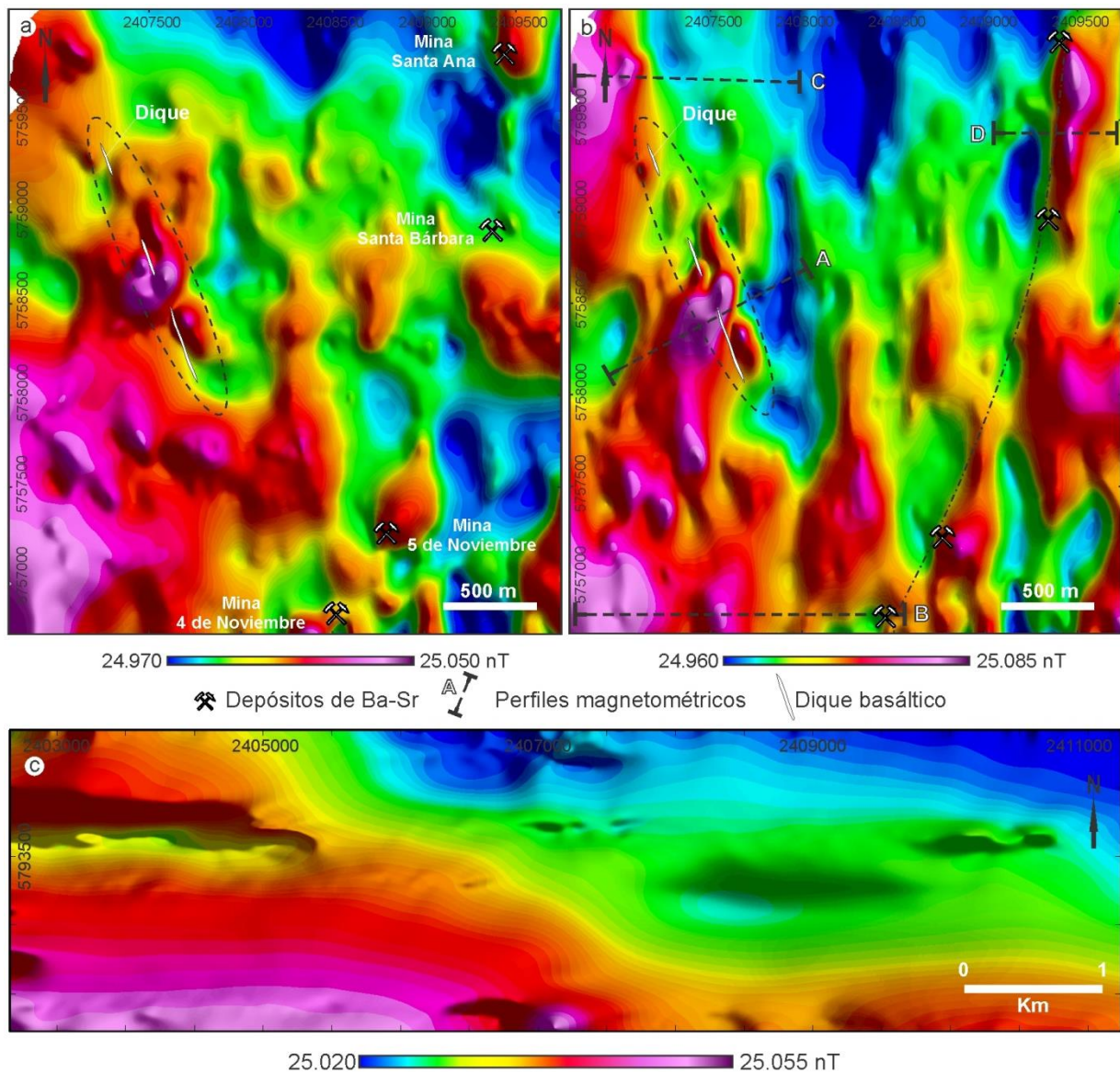


Figura VI-3. **a-** Mapa del campo magnético total. **b-** Mapa de reducción al polo del campo total (background 25.010nT) superpuesto al dique aflorante en el distrito Bajada del Agrio. **A, B, C y D** perfiles magnetométricos de las anomalías analizadas. En blanco traza del dique basáltico. **c-** Mapa de reducción al polo del campo magnético total en el área de Cordón y Pampa del Salado.

VI-3b B y C). Estas anomalías se pueden interpretar, considerando el contraste de susceptibilidad que existe entre las diferentes litologías, como posibles cuerpos ígneos en profundidad. A su vez, en el extremo noreste de la región prospectada se visualiza una anomalía con elongación N-S, vinculada en superficie con una falla (Figura VI-3b D). Esto podría corresponder a una estructura diqueiforme con características similares a las aflorantes. El resto de las anomalías pueden deberse al aumento natural de la susceptibilidad magnética de las distintas unidades litoestratigráficas presentes en el área, considerando que hacia el este del área comienza a aflorar la Formación Rayoso. En la figura VI-4 se presentan los perfiles magnetométricos de las anomalías previamente citadas. La curva A presenta la mayor intensidad y está asociada al afloramiento del dique ígneo.

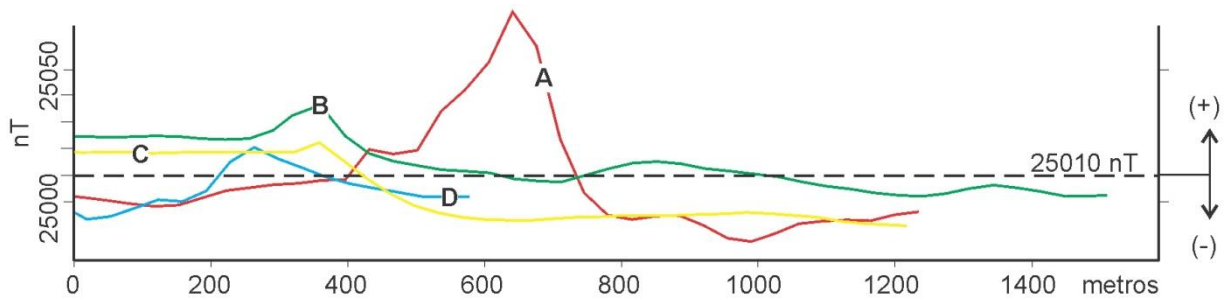


Figura VI-4. Perfiles magnetométricos de las anomalías analizadas ubicadas en la figura VI-3.

Las curvas de las demás anomalías se encuentran atenuadas, posiblemente se deba a que los posibles cuerpos se encuentran en profundidad y con diferente grado de meteorización.

Por su parte, en el mapa de RTP del Cordón y Pampa del Salado, no se pueden diferenciar grupos de anomalías como en Bajada del Agrio. La amplitud del registro magnetométrico presentó una variación de 35 nT. Si bien los perfiles magnetométricos no fueron muy numerosos se puede concluir en el mapa de RTP que existe un aumento gradual de los valores hacia el oeste (Figura VI-3c). Esto coincide parcialmente con la anomalía positiva en el mapa de anomalías de Poisson ([Sigismondi, 2012](#)). Este último autor confeccionó mapas de anomalías gravimétricas y magnéticas de la Cuenca Neuquina, donde aplicó el teorema de Poisson (relación entre el potencial magnético y gravitatorio $\Delta\sigma/\Delta J$) a partir de información satelital (Figura VI-5). En este procesamiento identificó la existencia de patrones o rasgos de primer orden de magnitud del par gravedad positiva-magnetismo negativo, que interpretó como característico de la existencia de una corteza relativamente delgada con alto flujo de calor. Simultáneamente, las fisonomías gravedad negativa-magnetismo positivo, las correlacionó con un engrosamiento cortical, con rocas intrusivas básicas y ácidas.

Las anomalías de gravedad ponen de manifiesto que gran parte de la faja plegada y corrida del Agrio-Chos Malal coincide con antiguos grábenes solidarios, originados durante la apertura de la Cuenca Neuquina. A su vez, indican que los colores cálidos asociados a máximos de Bouguer residual en el límite argentino-chileno alertan sobre la presencia de aparatos volcánicos. El mapa de la figura VI-6 representa el relieve de basamento de la cuenca; los máximos y mínimos relativos indican un alto y un bajo en el basamento respectivamente. En el mapa de anomalías residuales de Bouguer se superpusieron los afloramientos del magmatismo Cretácico superior-Eoceno. En este mapa se puede observar que la distribución de los afloramientos del magmatismo se ajusta a los máximos relativos, que equivalen a elevaciones topográficas del basamento. Posiblemente, el magmatismo haya tenido influencia en el engrosamiento cortical, dando como resultado los valores máximos relativos.

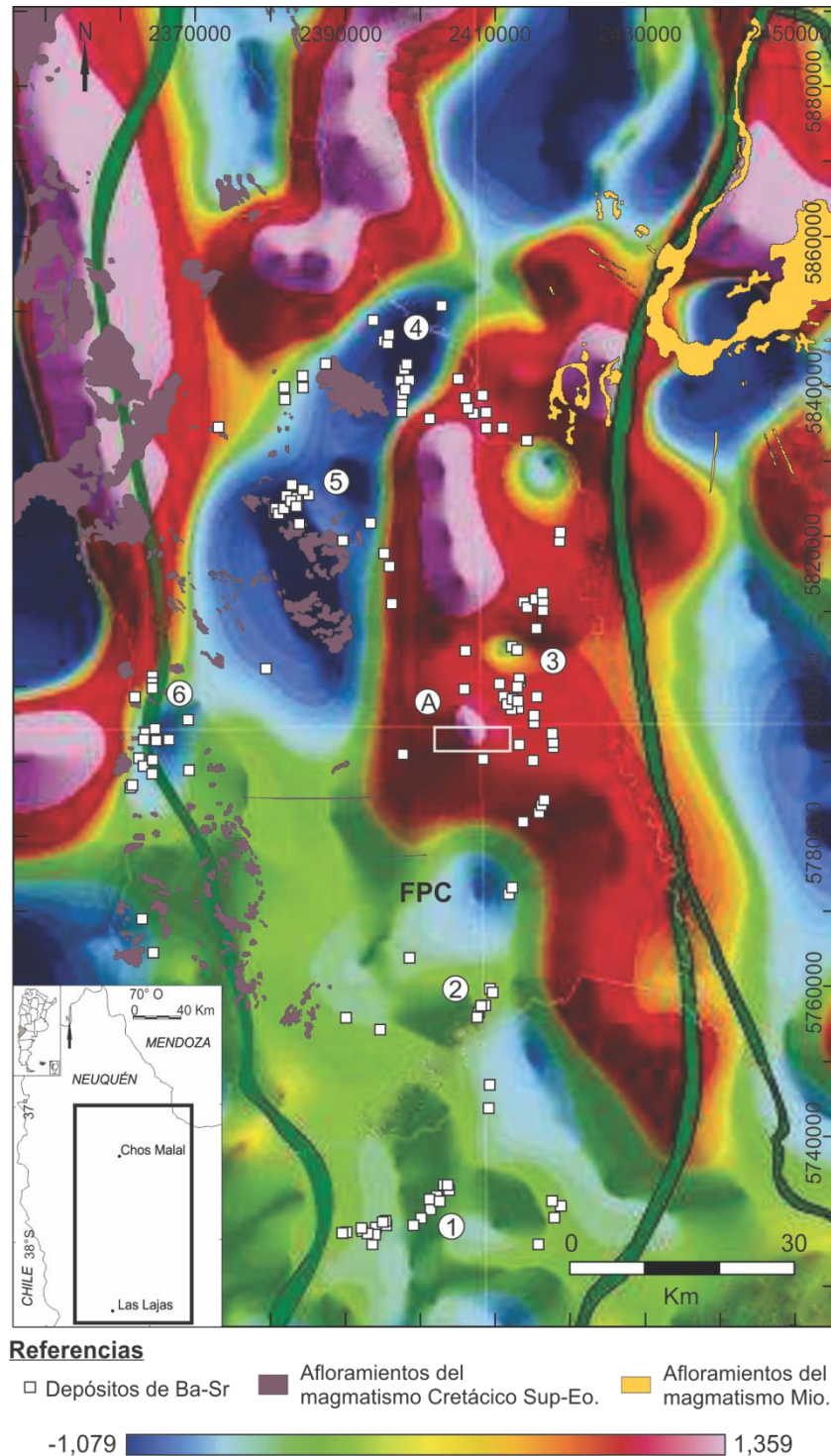
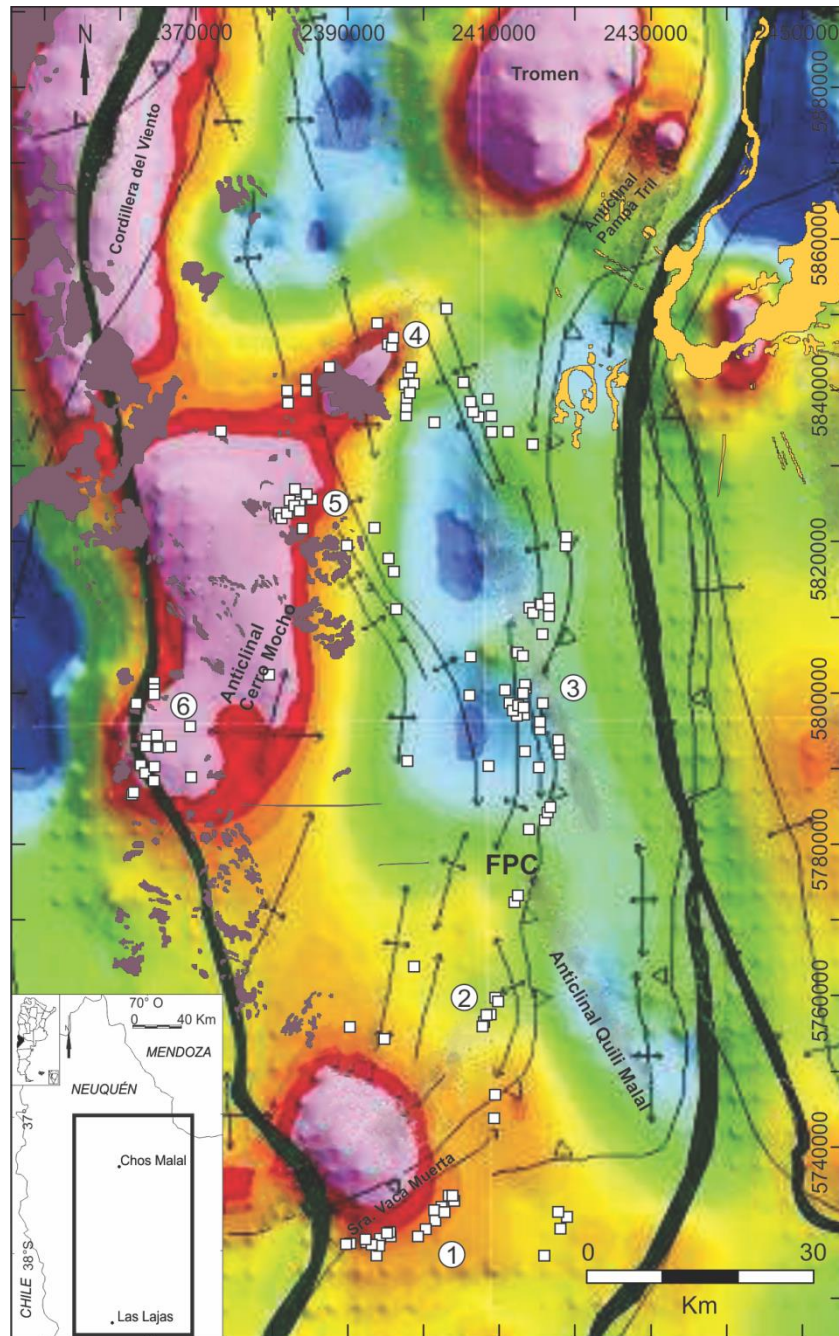


Figura VI-5. Mapa de la relación de Poisson del subsuelo de la faja plegada y corrida (FPC) de la Cuenca Neuquina (modificado de [Sigismondi, 2012](#)). Referencias: 1- área Cordón y Pampa del Salado con levantamiento magnetométrico. Referencias: 1- Sierra de la Vaca Muerta. 2- Distrito Bajada del Agrio. 3- Distrito Continental. 4- Área Cerro Naunauco. 5- Distrito Colipilli. 6- Distrito Loncopué.

En la figura VI-5 y 6 se observa la tendencia de los depósitos de Ba-Sr a constituir “clusters” o agrupamientos bordeando anomalías gravimétricas positivas. Estos agrupamientos se encuentran principalmente en el Cordón de Curymil y Cuchillo Curá de la Sierra de la Vaca Muerta y en las áreas de Naunauco, Colipilli y Loncopué. Es de destacar que en la Sierra de la Vaca Muerta [Brodtkorb y Danieli \(2011\)](#) mencionan que en



Referencias

- Depósitos de Ba-Sr
- Afloramientos del magmatismo Cretácico Sup-Eo.
- Afloramientos del magmatismo Mio.

Figura VI-6. Mapa de relieve de basamento de la faja plegada y corrida (FPC) de la cuenca Neuquina (modificado de Sigismondi, 2012). Los colores cálidos indican máximos relativos y los fríos mínimos relativos, equivalentes a elevaciones y depresiones topográficas respectivamente. Obsérvese la distribución de los depósitos de Ba-Sr en relación a las anomalías positivas y al magmatismo Cretácico superior-Eoceno. Referencias: 1- Sierra de la Vaca Muerta. 2- Distrito Bajada del Agrio. 3- Distrito Continental. 4- Área cerro Naunaucó. 5- Distrito Colipilli. 6- Distrito Loncopué.

relevamientos sísmicos realizados por YPF se detectaron anomalías que podrían corresponder a un probable cuerpo intrusivo en profundidad en el área de la mina Achalay. Asimismo, en el área del anticlinal del Agrio se ha mencionado en el pozo NRA-1 (YPF) la circulación de fluidos hidrotermales en el subsuelo, donde se hace referencia también a la

cercanía de un cuerpo ígneo intrusivo. Considerando la información geológica y geofísica disponible, se interpreta la posible presencia de magmatismo en el subsuelo, el cual ha sido probablemente importante en la génesis de las mineralizaciones.

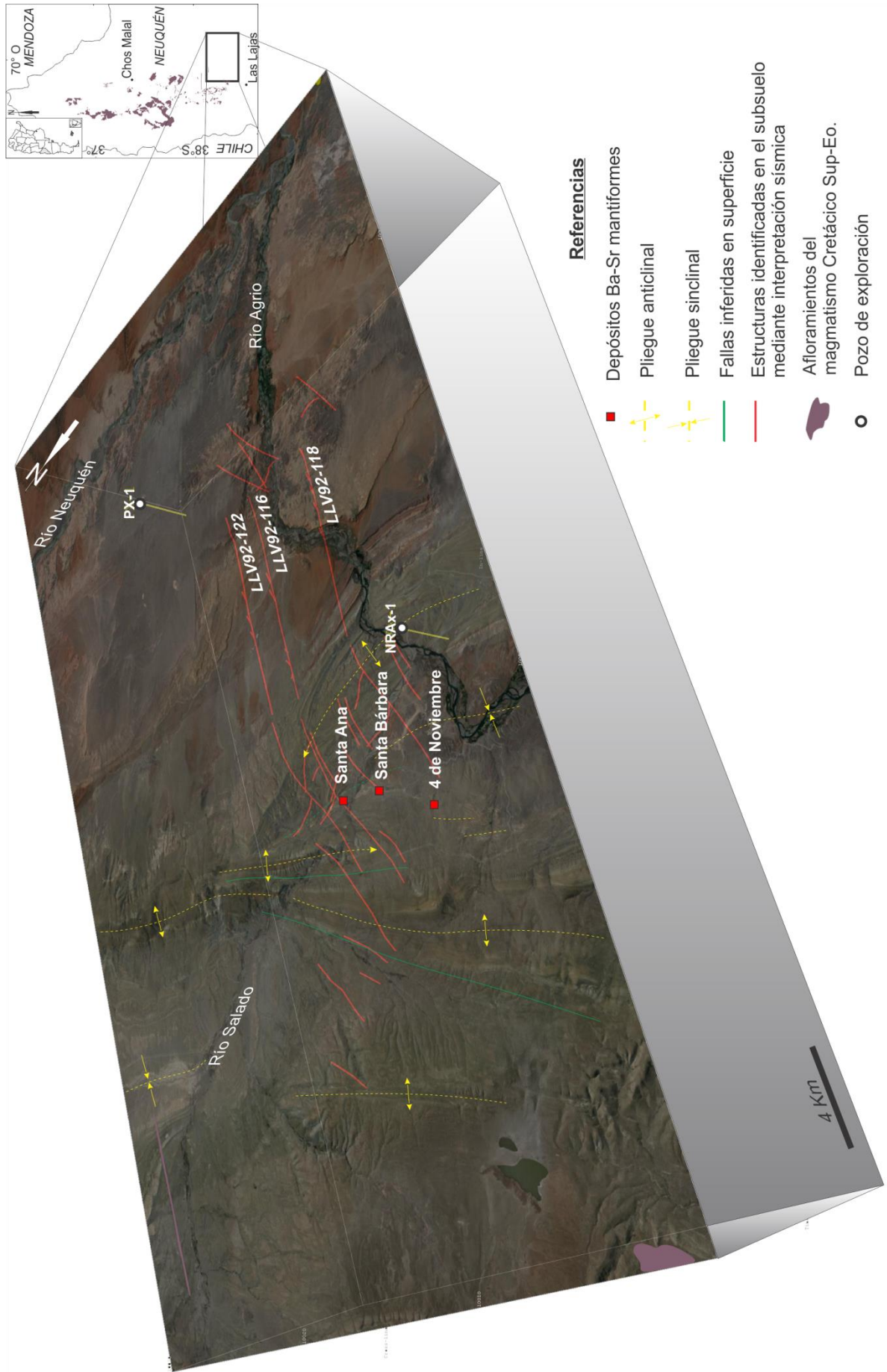
VI.2- SÍSMICA

La Cuenca Neuquina tiene un relevamiento sísmico 2D regional de alta densidad y sísmico 3D de detalle resultado de sucesivas campañas de adquisición, ejecutadas principalmente por YPF y en menor medida por otras empresas. Para el desarrollo de este estudio se obtuvo información sísmica de reflexión 2D de las áreas de Bajada del Agrio y de los cerros Rayoso-Pichi Mula. El objetivo de la utilización de esta información fue obtener un mayor conocimiento del subsuelo. Los perfiles sísmicos nos permitieron visualizar características geológicas y estructurales regionales, complementando con la información obtenida en superficie.

El método de trabajo consta de tres etapas fundamentales: diseño y adquisición o registración de los datos en el campo; procesamiento o reducción de los datos de campo en el gabinete e interpretación geológica final. Las sísmicas adquiridas fueron solamente visualizadas e interpretadas. La calidad de la información es muy variable, existiendo líneas con buena información, mientras que otras prácticamente tuvieron que ser desechadas por su escasa calidad. En el área de Bajada del Agrio además se utilizaron los perfiles de los sondeos YPF.NRA.x-1 y SJ.Nq.P.x-1 con el fin de correlacionar las unidades formacionales, debido a como ya se ha expuesto, que el área presenta una gran complejidad estructural y una variada sucesión estratigráfica.

En perfiles sísmicos se ha identificado el reflector de interés correspondiente a la Formación Huitrín, el cual fue delimitado en todas las secciones en donde se pudo determinar su continuidad. Los rasgos que interrumpen la continuidad del mismo, se indicaron como fallas en el caso que se sospechó que pertenecían a este rasgo. Además se identificaron estructuras atribuibles a corrimientos y pliegues (Figura VI-7). No se pudo detectar sísmicamente la presencia de cuerpos intrusivos, aunque no se la descarta debido a la complejidad que presenta el análisis sísmico y a las limitaciones del método por la calidad de la señal.

Figura VI-7. Bloque del distrito Bajada del Agrio con toda la información geológica y geofísica recabada. Las líneas rojas pertenecen a las estructuras identificadas en el subsuelo. Estas estructuras generaron zonas de mayor permeabilidad que funcionaron como conductos, favoreciendo el transporte y migración de los fluidos. Obsérvese que las fallas provenientes de niveles profundos se horizontalizan en niveles más someros (Formación Huitrín).



CAPÍTULO VII
CARACTERIZACIÓN DE LOS FLUIDOS
MINERALIZANTES

VII.1- INCLUSIONES FLUIDAS (FLUORESCENCIA Y MICROTERMOMETRÍA)

Las inclusiones fluidas (IF) son pequeños volúmenes de fluidos atrapados en los cristales durante su formación (Roedder y Bodnar, 1980). Su estudio es muy importante para comprender las condiciones de formación de los minerales precipitados de soluciones hidrotermales, ya que proporcionan información principalmente de temperatura y composición de las mismas. Se ha realizado petrología de IF bajo luz UV y determinaciones microtermométricas en muestras representativas de los depósitos de Sr-Ba del área investigada con el objetivo de caracterizar los fluidos mineralizantes.

VII.1.1- PETROGRAFÍA DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS

Se reconocieron inclusiones de tipo primarias, pseudosecundarias, secundarias y evidencias de cambios post-entrapamiento como; estrangulamientos (*necking down*) y fuga (*leakage*). Solamente se estudiaron las inclusiones de origen primario, sin evidencias de pérdida ni de adición después del entrapamiento, donde en teoría se mantuvo el sistema cerrado.

Las inclusiones primarias son aquellas inclusiones atrapadas durante el crecimiento del mineral huésped. Estas son las que mejor representan las condiciones de formación de los minerales, precipitados a partir de las soluciones hidrotermales. Por otro lado, las inclusiones secundarias contienen atrapados a los fluidos que circularon con posterioridad a la formación de los minerales. La diferenciación entre estos dos tipos es fundamental para obtener una correcta temperatura y salinidad del fluido que formó el mineral. Los criterios que se utilizaron para clasificar como primarias a las inclusiones fueron la distribución de las inclusiones en los cristales y el tamaño.

La sistematización de las inclusiones primarias estuvo dada por el número de fases, morfología, tamaño, relación de volumen, color y relieve. Las inclusiones que prevalecen en los minerales estudiados (celestinas) son de tipo bifásicas de tipo L_1+B_1 y monofásicas de tipo L_1 , y minoritariamente trifásicas $L_1+B_1+S_1$, multifásicas $L_1+L_2+B_1+S_1$ y bifásicas de tipo L_1+L_2 . Las inclusiones bifásicas de tipo L_1+B_1 presentan un factor de relleno (ε) entre 0,7 y 0,95. Según su morfología se distinguieron inclusiones principalmente irregulares con tendencia a generar formas ovoidales y en menor medida tabulares, con tamaños que varían entre 10 y 25 μm hasta tamaños máximos excepcionales de 60 μm de relieve moderado a alto.

El color de la inclusión depende de la composición de la fase. El color de la fase líquida es mayoritariamente rosado a incoloro en tanto que la burbuja es incolora con un volumen entre el 10 y 30% de la cavidad; cuando la burbuja aumenta su participación, su forma se adecua a la cavidad. Por su parte, las fases sólidas observadas presentan hábito cúbico y tabular. Las inclusiones fluidas con dos fases líquidas (L_1+L_2) están separadas por un

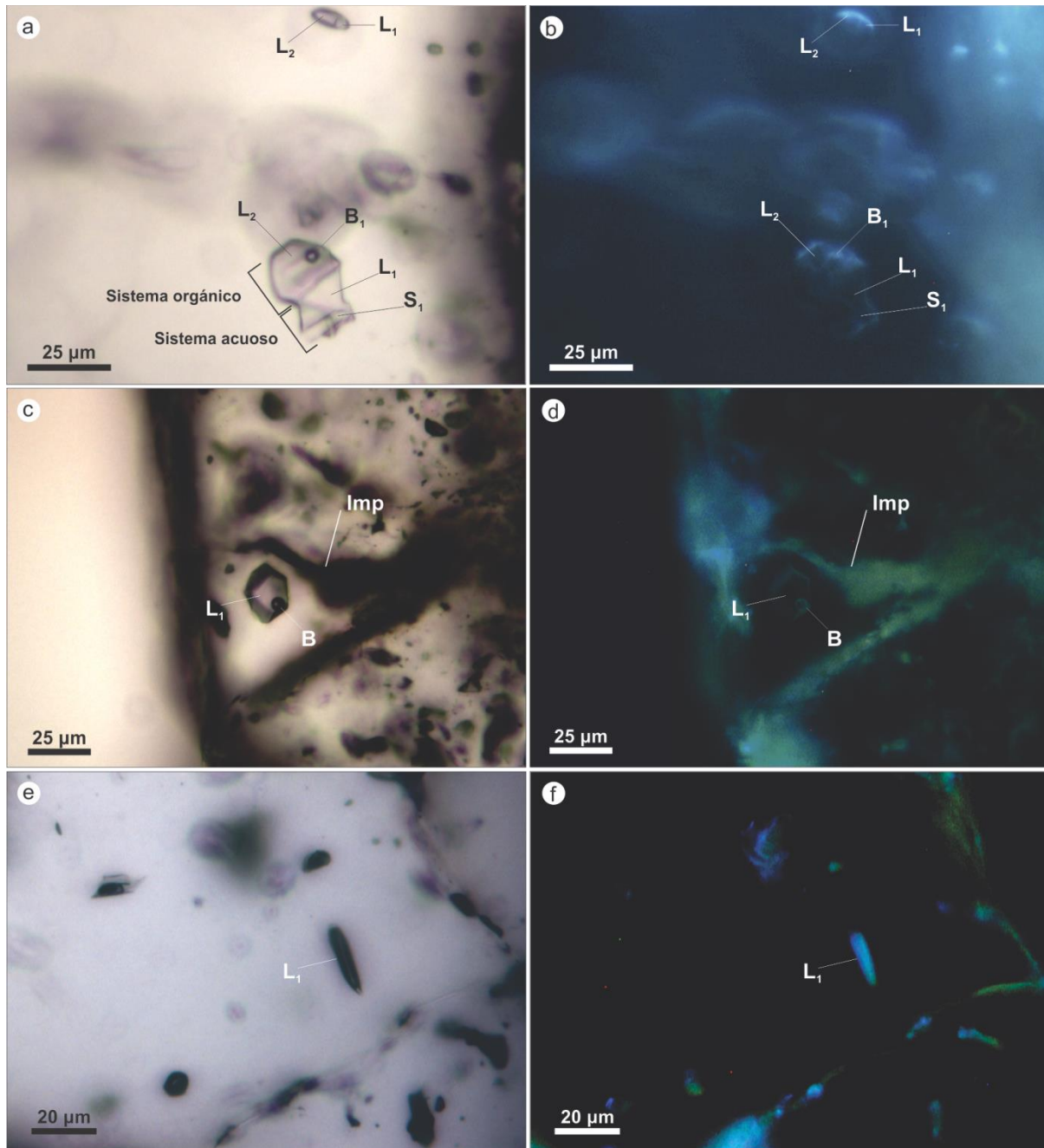


Figura VII-1. **a-** IF vista en luz transmitida del tipo $(L_1+L_2+S_1+B_1)$ y (L_1+L_2) en *Cls-I*. **b-** IF vista en luz ultravioleta. La coloración de fluorescencia de las fases L_2 y B es azul-blancuecina. **c-** IF vista en luz transmitida del tipo (L_1+B_1) en *Cls-II*. **d-** IF vista en luz ultravioleta. La coloración de fluorescencia de las fases B es verdoso-azulado. Además se observan impregnaciones entre los cristales. **e-** IF vista en luz transmitida del tipo (L_1+L_2) en *Cls-I*. **f-** IF vista en luz ultravioleta. Comprobación de la presencia de fluido orgánico. La coloración de fluorescencia de las fases L_1 es azul. **Imp:** Impregnaciones.

menisco curvo. En determinados casos se observó una hemiesfera apoyada en la pared de la inclusión (adherencia).

VII.1.2- FLUORESCENCIA DE LUZ ULTRAVIOLETA-COMPONENTES ORGÁNICOS

Las observaciones con luz UV permite confirmar la existencia de fases orgánicas compuestas por hidrocarburos (Roedder, 1972). Sin embargo, hay que tener sumo cuidado

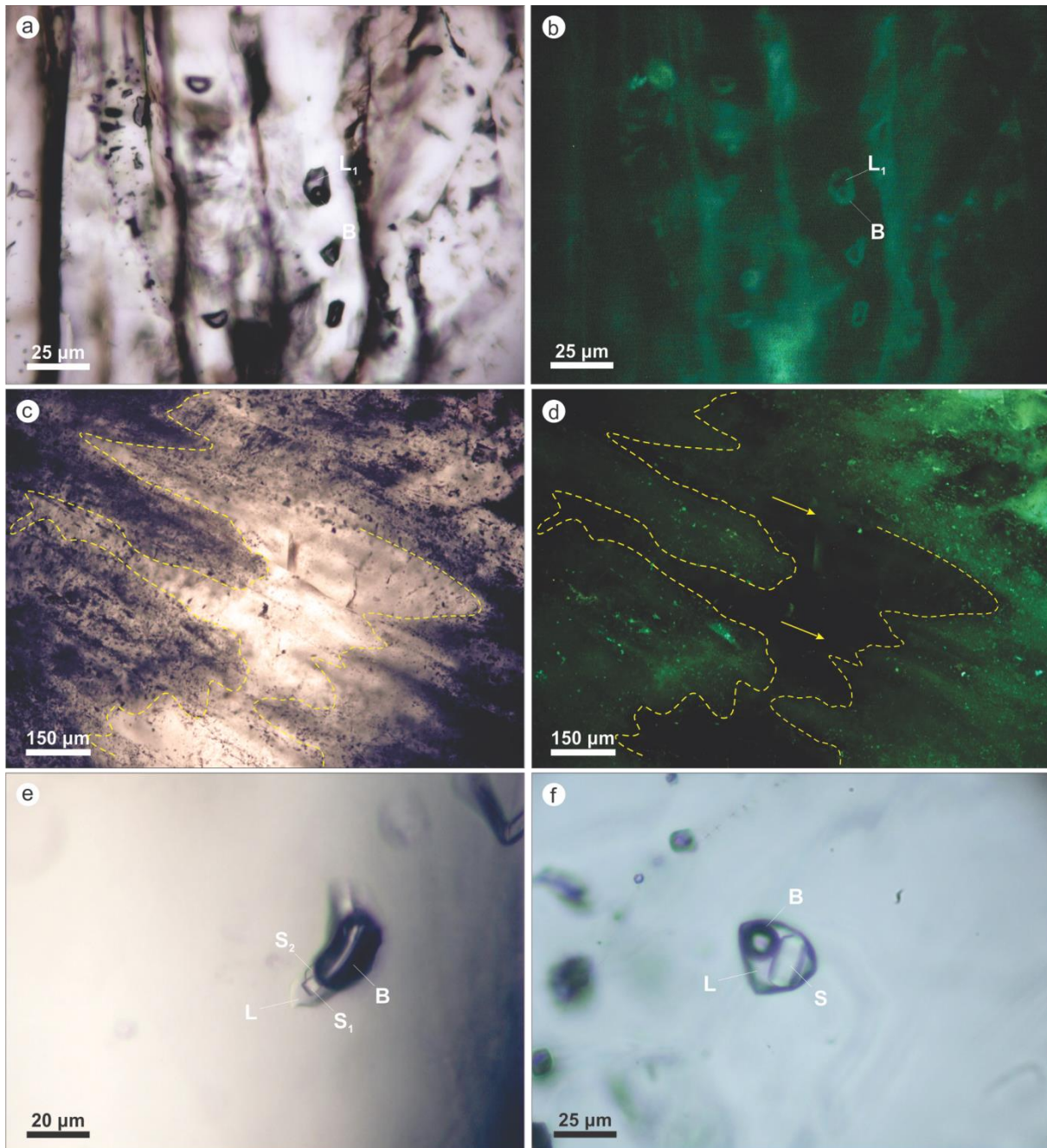


Figura VII-2. **a-** IF vista en luz transmitida del tipo (L_1+B) en **Cls-I**. **b-** IF vista en luz UV. La coloración de fluorescencia de la fase **B** y el contorno de la IF es verdoso-azulado. **c-** Vista en luz transmitida. Zonación en el sentido de crecimiento de los cristales de **Cls-I**, observándose zonas con mayor densidad. **d-** Ídem. Vista en luz ultravioleta. La coloración de fluorescencia de las IF asociada a la mineralización es verdoso-azulado. **e,f-** IF con cristales hijos vistas en luz transmitida. **e-** IF del tipo ($L_1+S_1+S_2+B_1$) en **Btr-I**. **f-** IF del tipo (L_1+S+B_1) en **Cls-II**.

ya que su aparente ausencia de fluorescencia no descarta su presencia, en tanto y en cuanto algunos hidrocarburos no fluorescen (Cesaretti y Domínguez, 1997). El color de fluorescencia emitida varía con la gravedad API del hidrocarburo HC que es una medida de cuán ligero o pesado es un HC con respecto al agua (escala de gravedad específica desarrollada por el American Petroleum Institute). Por lo tanto, es importante determinar por medio de las inclusiones fluidas acuosas la temperatura de formación del mineral hospedante, y así poder comparar estas temperaturas con los resultados de esta técnica.

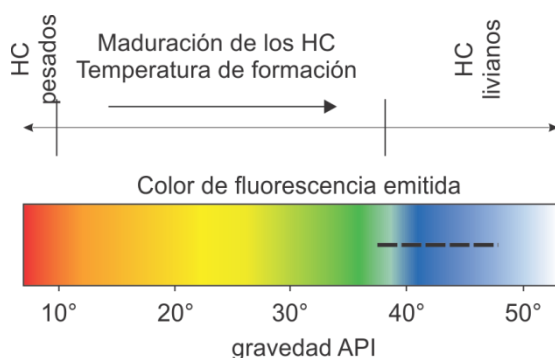


Figura VII-3. Relación entre la gravedad API, la fluorescencia emitida y la madurez de hidrocarburos. En línea de trazos el intervalo de fluorescencia obtenido en las inclusiones fluidas. Modificado de (Feely *et al.* 2013).

La relación entre el color de fluorescencia y la composición química es compleja, por lo que este método solamente da una estimación de la composición de los hidrocarburos. Los compuestos más livianos (alta gravedad API) emiten fluorescencia en longitudes de onda corta y los componentes más pesados (baja a media gravedad API), emiten fluorescencia en longitudes de onda mayores (Feely *et al.* 2013). En consecuencia, las inclusiones de HC emiten coloraciones dependiendo de su composición predominante. Los hidrocarburos de base parafínica emiten fluorescencia en color azul a blanco (HC ligeros), los de base asfáltica en amarillo a amarillo-verdoso y los crudos asfálticos en rojo (HC pesados) según Riecker (1962).

Se realizó petrología de luz UV antes de llevar a cabo los ensayos de microtermometría. El fin fue descartar aquellas inclusiones que exhibían la presencia de compuestos orgánicos y podían interferir en las determinaciones microtermométricas. En la figura VII-1a se observa a una inclusión multifásica de tipo $L_1+L_2+B_1+S_1$ y una bifásica de tipo L_1+L_2 en **Cls-I**; ambas inclusiones el líquido orgánico (L_2) fluoresce en tonalidades azuladas. En la figura VII-1e y f se observan inclusiones bifásicas y monofásicas en celestina y la fluorescencia en tonalidades azuladas. En la figura VII-2a se observa una inclusión de tipo L_1+B en celestina, donde fluoresce la fase burbuja y el contorno de la inclusión. Esto podría estar indicando la adherencia de un residuo orgánico en la pared de la inclusión. En el resto de las fotomicrografías se puede observar similares características, donde fluorescen los contornos de las IF. Además se identificaron impregnaciones en los planos de contacto entre los cristales con la misma emisión de fluorescencia. En la figura VII-2c se distingue una zonación, en el sentido de crecimiento de los cristales **Cls-I** de una textura cebrada. En ella se observan zonas con mayor densidad de IF orgánicas y zonas diáfanos, prácticamente estériles en IF.

Tabla VII-1. Determinaciones texturales y microtermométricas de las IF realizadas en los depósitos investigados. Irreg.: Irregulares; Ov.: Ovoides; Tab.: Tabulares. Abreviatura de minerales según Kretz (1983). Distrito Bajada del Agrio (BA): Minas Sta. Bárbara y Sta Ana. Distrito C° Pichi Mula-Cordón del Salado (CS-PM): Minas El Endemoniado, Dios Alado y Nicolasa. Distrito Grupo Continental (GC): Minas Sta. Elena y Cecilia.

Mina/ Muestra	Dist.	Ycia.	Mine	Morfol.	f (L/B)	Tmñ µm	Tº Eutec. (Te)	Tº Fusión (Tff)	Tº Homog (Th)	Salinidad %wt NaCl
Sta. Ana 21332	BA	Remov.	Br-I	Irreg.	0,85	20	-	-7,60	222,50	11,22
			Br-I	Ov.	0,9	15	-	-3,20	148,00	5,26
			Br-I	Irreg.	0,95	30	-44,70	-6,70	164,30	10,11
			Br-I	Irreg.	0,95	25	-	-8,60	167,00	12,39
			Br-I	Irreg.	0,9	25	-	-6,30	227,30	9,60
			Br-I	Irreg.	0,9	30	-	-4,50	238,50	7,17
			Br-I	Irreg.	0,9	25	-48,50	-8,30	230,20	12,05
			Br-I	Irreg.	0,95	30	-48,20	-6,20	195,40	9,47
			Br-I	Irreg.	0,8	30	-45,30	-5,90	229,50	9,08
			Br-I	Irreg.	0,9	25	-	-6,00	230,20	8,68
Sta. Bárbara 21328		Br-I	Irreg.	0,8	20	-	-11,60	225,00	15,57	
Sta. Ana 21322		Br-I	Tab.	0,85	20	-	-	215,40	8,28	
		Br-I	Irreg.	0,9	35	-41,00	-3,70	194,90	6,01	
Sta. Bárbara 11261		Br-I	Irreg.	0,9	20	-	-10,40	212,30		
		Cl-I	Ov.	0,9	20	-	-9,10	231,10	12,96	
		Cl-I	Irreg.	0,9	15	-	-5,40	236,30	8,41	
		Cl-I	Irreg.	0,9	30	-55,30	-3,60	235,50	5,86	
Sta. Ana 21331		Cl-I	Irreg.	0,7	10	-	-4,00	174,50	6,45	
		DCR	Cl-I	Irreg.	0,7	20	-	-10,20	205,80	14,15
			Cl-I	Irreg.	0,9	25	-	-6,10	217,30	9,34
	Cl-I		Irreg.	0,9	20	-	-9,10	159,20	12,96	
	Cl-I		Ov.	0,8	15	-	-7,20	204,80	10,73	
	Cl-I		Ov.	0,85	25	-52,30	-4,50	207,60	7,17	
	Cl-I		Ov.	0,9	15	-	-5,30	239,70	8,28	
	Cl-I		Tab.	0,9	35	-42,00	-6,20	157,30	9,47	
Rayoso 19306b	Remov.		Br-I	Irreg.	0,9	60	-42,70	-10,90	160,30	14,87
		Br-I	Irreg.	0,95	20	-	-11,20	156,80	15,17	
		Br-I	Irreg.	0,7	60	-43,20	-10,50	153,50	14,46	
		Br-I	Irreg.	0,95	25	-45,80	-10,80	187,80	14,77	
		Br-I	Irreg.	0,95	20	-	-10,40	194,50	14,36	
		Br-I	Ov.	0,95	15	-	-11,50	198,50	15,47	
		Br-I	Ov.	0,95	15	-	-10,70	207,60	16,67	
		Br-I	Irreg.	0,95	15	-	-10,50	215,80	15,47	
		Br-I	Irreg.	0,95	20	-	-10,70	218,60	15,67	
		Br-I	Irreg.	0,8	40	-	-10,80	168,50	14,77	
Gp. Cont. 11267	Br-I	Tab.	0,85	30	-45,00	-9,20	234,00	13,07		
Cecilia 21261	GC	Cl-I	Irreg.	0,8	15	-	-6,00	235,40	9,21	
		Cl-I	Irreg.	0,5	30	-	-4,50	220,50	7,17	
		Cl-I	Irreg.	0,9	20	-45,00	-5,20	147,50	8,14	
		Cl-I	Ov.	0,7	15	-	-0,90	216,90	1,57	
Gp. Cont. 11268	DCR	Cl-I	Irreg.	0,85	20	-	-6,20	184,30	9,47	
		Cl-I	Ov.	0,85	15	-	-0,20	204,10	0,35	
		Cl-I	Ov.	0,8	40	-43,00	-7,10	154,80	10,61	
		Cl-I	Ov.	0,85	30	-44,00	-0,50	170,50	0,88	
		Cl-I	Ov.	0,85	30	-48,00	-1,00	184,00	0,18	
		Cl-I	Ov.	0,85	15	-	-0,80	163,00	1,40	
		Cl-I	Ov.	0,95	15	-	-5,60	148,70	8,68	
		Cl-I	Irreg.	0,9	20	-	-10,30	212,80	14,25	
		Sta. Elena 11265	Cl-I	Ov.	0,9	20	-	-5,50	193,50	8,55
		Cl-I	Irreg.	0,7	15	-	-4,30	212,00	6,88	
El Endemo. 21336	Cl-I	Ov.	0,9	20	-	-7,20	178,00	10,73		
Cl-I	Ov.	0,9	20	-	-5,70	191,10	8,81			
Dios Alado 15004	CS-PM	Cl-I	Irreg.	0,9	35	-41,50	-4,60	197,80	7,31	
Veta		Br-II	Irreg.	0,9	25	-	-5,80	168,50	8,95	
		Br-II	Irreg.	0,85	25	-	-4,80	177,20	7,59	
	Br-II	Irreg.	0,95	20	-	-5,24	243,30	8,21		

La mayoría de las inclusiones fluidas irradiadas con luz UV emitieron fluorescencia desde tonalidades verdosoazuladas hasta un azulado-blancuecino (Figura VII-1 y 2). Las inclusiones orgánicas detectadas en la celestina **Cls-I** y **Cls-II** son de tipo primarias y cogenéticas con las IF acuosas. Sin embargo no se han detectado inclusiones orgánicas en baritina. Los fluidos orgánicos detectados presentan una avanzada madurez y tienden a ser livianos, con una gravedad API mediana a alta (Figura VII-3).

VII.1.3- MICROTERMOMETRÍA DE INCLUSIONES FLUIDAS

Las determinaciones microtermométricas se llevaron a cabo en fases minerales representativas de la mena de los distintos depósitos. El total de inclusiones ensayadas fue de 56, en las cuales se determinó la temperatura de homogeneización o mínima de entrapamiento (T_h); temperatura de fusión final del hielo (T_{ff}) y cuando fue posible, la temperatura del eutéctico que es equivalente a fusión inicial del hielo (T_e). Es de mencionar que durante las etapas de calentamiento y enfriamiento se observaron distintos acontecimientos. En el transcurso del calentamiento se observó que todas las inclusiones fluidas acuosas de tipo primarias y bifásicas (L_1+B) homogeneizaron a líquido y en algunas inclusiones monofásicas (L_1), se produjo la formación de una nueva fase constituida por una burbuja. Probablemente, el aumento de la temperatura, durante en el calentamiento, ocasionó el *cracking* de los componentes orgánicos líquidos que pasaron a formar parte de la fase gaseosa. En la etapa de criometría se sometieron determinadas muestras a temperaturas de hasta -120°C , con el fin de poder detectar CO_2 y CH_4 , entre otros. Sin embargo, no se pudieron apreciar cambios de fases que indiquen su presencia. [de Barrio](#) (comunicación personal) estableció la presencia de CH_4 en inclusiones hospedadas en cristales de celestina de la mina Don Candelario, Naunauco mediante ensayos de *crushing* embebidos en kerosén. Luego del congelamiento, durante el calentamiento gradual y control del sistema hasta estabilizarse, se determinaron puntos de fusión por encima del 0°C , lo que puede ser atribuible a la presencia de clatratos.

En la tabla VII-1, se sintetizan los valores obtenidos en las determinaciones microtermométricas, discriminadas por distrito y yacencia. Las temperaturas (T_h) presentaron una distribución entre $147,5$ y $243,3^{\circ}\text{C}$, con un promedio de $197,67^{\circ}\text{C}$, mientras que las temperaturas de fusión del hielo (T_{ff}) variaron entre $-11,6$ y $-0,2^{\circ}\text{C}$ con un promedio de $-6,78^{\circ}\text{C}$. En relación a estas últimas se determinaron las salinidades que fluctuaron entre $16,67$ y $0,18\%$ ClNa eq. Las temperaturas eutécticas (T_e) registradas se encuentran entre los $-55,3^{\circ}$ y -41°C .

En la figura VII-4 se representan las temperaturas de homogeneización (T_h) vs salinidades (%NaCl eq.) discriminadas por yacencia y distrito. Los datos en conjunto presentan una alta dispersión de valores con una tendencia general a variar la salinidad en

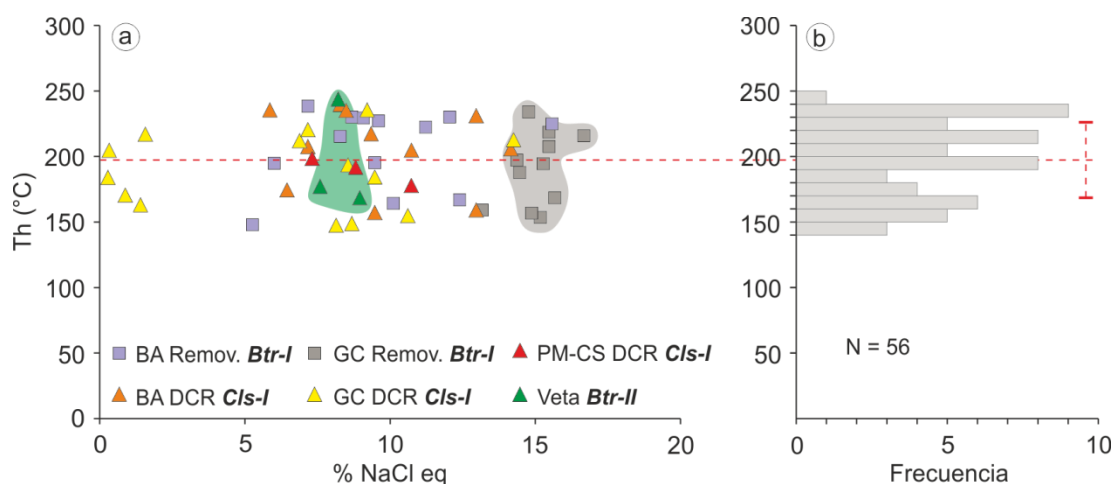


Figura VII-4. **a-** Gráfico de temperaturas de homogenización (Th) vs. Salinidad (%ClNa eq.). El comportamiento de la población de datos es interpretado como una posible mezcla isotérmica de fluidos. En el área en color gris se agrupan las determinaciones de la fase removilizada del Gp. Continental, las cuales muestran mayores y constantes salinidades con temperaturas variables. El área verde agrupa las determinaciones de la yacencia vetiforme, las cuales presentan valores intermedios de salinidad y temperaturas variables. **b-** Histograma de frecuencia de las temperaturas de homogeneización (Th) de las mineralizaciones hospedadas en la Formación Huitrín. En línea de trazos la Th media y el desvío estándar. **BA:** Bajada del Agrio, **GC:** Gp. Continental; **PM-CS:** Cerro Pichi Mula-Cordón del Salado.

el mismo rango de temperatura. El comportamiento de la población puede ser interpretado como una mezcla de fluidos con contrastantes salinidades. Se observa que las fases removilizadas presentan una tendencia a concentrar mayores salinidades, mientras que la fase primaria, asociada a la textura cebrada, tienden a presentar menores valores de salinidad. En el caso de las yacencias vetiformes, se ubican en posición de concentraciones intermedias. Es de destacar que en varias inclusiones fluidas de fases removilizadas y primaria se identificaron cristales hijos que indican contenidos de alta salinidad, mayores a 24% ClNa eq. Los hábitos de los cristales hijos observados varían desde cúbicos a tabulares, interpretados como halita y sulfato (anhidrita).

En determinadas inclusiones se pudo reconocer el primer fundido, que corresponde a una posible temperatura eutéctica (Te). Estas determinaciones presentan una amplia distribución entre -55,3 y -41°C, por lo que se deduce que no se han registrado en forma precisa. Por lo tanto, las temperaturas observadas lejos de representar el punto eutéctico, solo evidencian que el sistema está compuesto por más de un componente: agua con una o más sales disueltas. El eutéctico teórico en el sistema $H_2O-NaCl$ es de -20,8°C, mientras que el eutéctico obtenido es sustancialmente menor. Esta disminución es debida a la presencia de otro tipo de sales disueltas en el sistema que disminuyen estos valores. La temperatura del eutéctico registradas en este estudio pueden ser acordes a los sistemas $H_2O-NaCl-CaCl_2$ (-55°C); $H_2O-CaCl_2-MgCl_2$ (-52,2°C); $H_2O-KCl-CaCl_2$ (-50,5°C), o en el sistema $H_2O-CaCl_2$ (-49,8°C) (Velasco, 2004).

Asimismo, se estimaron las condiciones al de atrapamiento de las IF a partir del diagrama de P-T del sistema $H_2O-NaCl$, correlacionado con el gradiente térmico de la faja

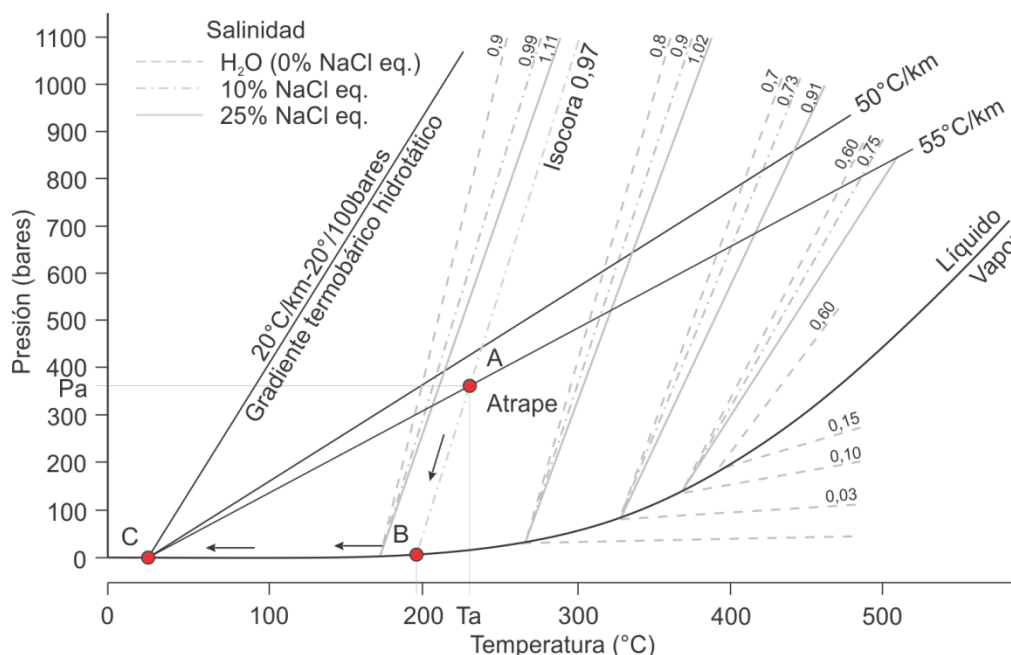


Figura VIII-5. Diagrama P-T del sistema H_2O -NaCl mostrando las distintas posiciones de las isocoras según las diferentes salinidades (Velasco, 2004). Se encuentra superpuesto el gradiente geotérmico para la faja plegada del Agrio, tomado de Sigismondi (2012). Las flechas indican la trayectoria estimada de las IFs desde las condiciones de atrapamiento (A) hasta la superficie (C). Th: Temperatura de homogeneización. Ta y Pa: Temperatura y presión de atrapamiento.

plegada y corrida. Las condiciones posibles de entrapamiento para las IF están dadas por las condiciones halladas en el punto de corte entre la isocora (0,97) y el gradiente termobárico hidrostático actual para la faja plegada ($55^{\circ}C/km$ - $55^{\circ}C/100$ bares) (Sigismondi, 2012). La figura VIII-5 muestra el comportamiento de una IF atrapada en la mineralización a medida que va perdiendo temperatura y presión como producto de la exhumación de la secuencia. Las inclusiones fluidas poco salinas de los minerales formados a bajas presiones, requieren correcciones de temperatura relativamente pequeñas, normalmente $<50^{\circ}C$ (Velasco, 2004). La presión promedio estimada al momento del atrape, tomando el gradiente termobárico actual, fue aproximadamente de ~ 360 bares y una corrección por presión de $\sim 33^{\circ}C$. Esta presión permitió estimar una profundidad de formación en condiciones litostáticas de ~ 1360 metros (Figura VIII-5).

VII.1.4- DISCUSIÓN Y CONSIDERACIONES

Las publicaciones que abarcan el estudio de inclusiones fluidas en los depósitos estudiados son escasas, pudiéndose citar a Hayase y Bengochea (1975), Collao *et al.* (1998) y recientemente Leal y Mateo (2015). Hayase y Bengochea (1975) señalan un rango de temperaturas de homogeneización (Th) relativamente bajo entre $119^{\circ}C$ y $144^{\circ}C$ en celestinas de la mina Cecilia (Grupo Continental), mientras que para la mina Santa Bárbara (Bajada del Agrio) el rango de Th es entre $136^{\circ}C$ y $152^{\circ}C$, valores que consideran coherentes con un origen hidrotermal de los fluidos responsables de la mineralización

mantiforme. Por su parte, [Collao et al. \(1998\)](#) ensayaron IF en celestinas asociadas a la Formación Huitrín y obtuvieron Th medias variables entre 323°C, 276°C, 268°C y 205°C y salinidades mayoritariamente fluctuantes entre 7,6%, 5,9%, 2,7% y 3,6% NaCl eq., respectivamente. Estos autores consideran que los datos obtenidos reflejan la existencia de la acción de soluciones hidrotermales derivadas de cuerpos intrusivos y de procesos hidrotermales producto del magmatismo eoceno. Recientemente, [Leal y Mateo \(2015\)](#) obtuvieron temperaturas de homogeneización en baritinas hospedadas en la Formación Agrio en la Sierra de Chorriaca. Los resultados microtermométricos les permitieron definir Th superiores a los 300°C y soluciones con bajas salinidades, donde postularon un origen hidrotermal para las manifestaciones del área estudiada.

De acuerdo a las Te obtenidas en las IF bifásicas se puede decir que el fluido acuoso contenía NaCl y otras sales como CaCl₂, con salinidades medidas entre 0,18 y 16,67% NaCl eq. Las temperaturas mínimas de entrapamiento fluctúan entre 147,5 y 243,3°C con una media de 197,67°C. En base a la petrografía de IF y fluorescencia UV se puede afirmar que los fluidos mineralizantes, al momento de la precipitación de la mena, estaban constituidos por un sistema acuoso inorgánico y otro orgánico. Ambos estaban coexistiendo y fueron entrapados en distintas proporciones constituyendo un sistema heterogéneo. El comportamiento de la población de datos es interpretado como una mezcla de fluidos con contrastantes porcentajes de salinidad

Se han observado mayores temperaturas de homogeneización en los depósitos cercanos a los cuerpos intrusivos (*ver Capítulo VIII-Discusión y conclusiones*). Posiblemente, la anomalía térmica causada por el emplazamiento del magmatismo cretácico superior-eoceno incrementó la temperatura del fluido inorgánico acuoso, afectando al sistema orgánico.

VII.2- GEOQUÍMICA DE ISÓTOPOS ESTABLES Y RADIOGÉNICOS

VII.2.1- ISÓTOPOS ESTABLES

Se han realizado determinaciones isotópicas de $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ con el fin de obtener información acerca del origen de los fluidos mineralizantes y su evolución ([Hoefs, 2009](#)). Los datos isotópicos no proveen una única respuesta a los problemas geológicos ya que las firmas isotópicas pueden ser producidas por diferentes procesos, e incluso un mismo proceso general suele generar características isotópicas distintas ([Ohmoto, 1986](#)). En este apartado se interpretan los datos isotópicos complementados con estudios mineralógicos, geoquímicos y geológicos que pueden proveer información importante respecto a la fuente de los fluidos. Las muestras analizadas pertenecen a los distritos Bajada del Agrio, Cordon del Salado, Grupo Continental y Balsa Huitrín.

VII.2.1.1- Isótopos de S y O

VII.2.1.1.1- Resultados y análisis

Los valores de isótopos de $\delta^{34}\text{S}_{\text{SDT}}$ corresponden a sulfatos (BaSO_4 , SrSO_4 y $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) y sulfuros (PbS). Los resultados se representan de acuerdo a la yacencia de los depósitos investigados. Los valores obtenidos en celestinas de yacencia mantiforme, asociadas con texturas cebradas *DCR (CIs-I)*, varían entre +14 y +33‰. Los valores derivados de baritinas, asociadas a fases removilizadas (*Brt-I*), se encuentran entre +17 y +31‰, mientras que los niveles de yeso/anhidrita vinculados espacialmente con la mineralización varían entre 12,3 y 19‰. Por otro lado, en las estructuras vetiformes los valores de $\delta^{34}\text{S}$ obtenidos en sulfatos de Ba (*Brt-II*) varían entre +21 y +23‰ y el $\delta^{34}\text{S}$ en sulfuros (*Ga*) entre -14,8 y -16,9‰ (Tabla VII-2).

En base a los valores isotópicos de las fases minerales se estableció la composición isotópica del $\delta^{34}\text{S}_{\text{FLUIDO}}$. Para ello es necesario considerar, además de la temperatura, la especie de azufre dominante en el fluido, ya que está en función del pH y de la fugacidad del oxígeno ($f\text{O}_2$). Se asumió que la especie dominante de azufre en el fluido es el SO_4^{2-} y en menor proporción el H_2S , válido para la precipitación de sulfatos y sulfuros respectivamente. La temperatura utilizada para calcular el $\delta^{34}\text{S}_{\text{fluido}}$ fue la temperatura media obtenida de las determinaciones microtermométricas (Th: 197°C). Los valores de $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ en los sulfatos fueron calculados a partir de la ecuación de [Kusakabe y Robinson \(1977\)](#). En las muestras de texturas cebradas *DCR*, asociadas a yacencia mantiforme, se obtuvieron valores entre 7,17 y 26,37‰, mientras que en las muestras asociadas a fases removilizadas varían entre 8,77 y 24,27‰. En las yacencias vetiformes los valores de $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ en los sulfuros fueron calculados a partir la ecuación de [Li y Liu \(2006\)](#), y varían entre -10,94 y -14,04‰. Los $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ en los sulfatos fueron calculados a partir de la ecuación de [Ohmoto y Rye \(1979\)](#), donde se obtuvieron valores entre -4,72 y -9,42‰, además se determinó el fraccionamiento isotópico $\Delta^{34}\text{S}$: $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}-\text{SO}_4}$: -32‰. Es de destacar que se calculó la temperatura de formación, en condición de equilibrio isotópico, para los pares minerales *galena-baritina*. El valor de formación calculado fue de 215°C, próximo a la temperatura media determinada en inclusiones fluidas, interpretando que este par mineral es paragenético y estuvo en equilibrio isotópico al momento de la precipitación.

VII.2.1.1.2- Interpretaciones. Procedencia del azufre en los sulfatos y sulfuros

VII.2.1.1.2.a- En sulfatos

Los isótopos de azufre de los depósitos investigados se encuentran representados en la figura VII-8 y 9. Los resultados se encuentran ampliamente distribuidos con diferentes tendencias con respecto a los campos de valores establecidos para las evaporitas del Cretácico Inferior ([Claypool et al., 1980](#)). La mayoría de los sulfatos de Ba-Sr muestran un

Muestra	Mine	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{FLUIDO}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{FLUIDO}}$	Ycia.	Mina	Distrito
522	<i>Cls-I</i>	14,4	15,23	6,67	6,81	DCR	Sta. Bárbara	BA
543	<i>Cls-I</i>	27,6	14,93	19,87	6,51	DCR	4 de Nov.	BA
503	<i>Brt-I</i>	25,3	17,02	17,57	8,60	Remov.	GC	GC
11239	<i>Gp</i>	17,5	13,59	-	-	-	3 de Nov.	BA
11261	<i>Brt-I</i>	21,7	16,76	13,97	8,34	Remov.	Sta. Bárbara	BA
21284	<i>Cls-I</i>	21,2	16,45	13,47	8,03	DCR	Sta. Bárbara	BA
21285	<i>Cls-I</i>	20,1	16,12	12,37	7,70	DCR	Sta. Bárbara	BA
21290	<i>Cls-I</i>	31,4	15,61	23,67	7,19	DCR	Sta. Ana	BA
21291	<i>Cls-I</i>	22,8	15,81	15,07	7,39	DCR	Sta. Ana	BA
21313	<i>Gp</i>	18,2	14,05	-	-	-	3 de Nov.	BA
21315	<i>Brt-I</i>	19,5	14,87	11,77	6,45	Remov.	3 de Nov.	BA
21322	<i>Brt-I</i>	19,1	15,18	11,37	6,76	Remov.	Sta. Ana	BA
21328	<i>Brt-I</i>	22,1	-	14,37	-	Remov.	Sta. Bárbara	BA
21331	<i>Cls-I</i>	18	15,64	10,27	7,22	DCR	Sta. Ana	BA
21332	<i>Brt-I</i>	21,6	16,13	13,87	7,71	Remov.	Sta. Ana	BA
21335	<i>Cls-I</i>	33,6	15,4	25,87	6,98	DCR	Sta. Bárbara	BA
19324a	<i>Gp</i>	18,5	13,35	-	-	-	Sta. Bárbara	BA
19508	<i>Brt-I</i>	18,1	14,27	10,37	5,85	Remov.	Barda Klein	BH
19509	<i>Cls-I</i>	15	14,13	7,27	5,71	DCR	Barda Klein	BH
15082 b	<i>Brt-II</i>	25,8	14,77	18,07	6,35	Veta	Veta	CR
15082 c	<i>Brt-II</i>	24,9	14,82	17,17	6,40	Veta	Veta	CR
15001	<i>Cls-I</i>	29,2	17,04	21,47	8,62	DCR	Dios Alado	PM
15003	<i>Cls-I</i>	21,8	17,66	14,07	9,24	DCR	Dios Alado	PM
15007	<i>Brt-I</i>	19,7	16,01	11,97	7,59	Remov.	Dios Alado	PM
19302	<i>Ga</i>	-16	-	-12,98	-	Veta	S/N	PM
19303	<i>Brt-II</i>	21,1	16,42	13,37	8,00	Veta	S/N	PM
21254	<i>Cls-I</i>	25	14,84	17,27	6,42	DCR	Dios Alado	PM
21255	<i>Cls-I</i>	33,2	18,34	25,47	9,92	DCR	Dios Alado	PM
21336	<i>Brt-I</i>	25,2	18,75	17,47	10,33	Remov.	Endemo.	CS
21338	<i>Brt-II</i>	22,2	17,54	14,47	9,12	Veta	Nicolasa	PM
21338	<i>Ga</i>	-14,8	-	-11,78	-	Veta	Nicolasa	PM
21343	<i>Ga</i>	-14,8	-	-11,78	-	Veta	Nicolasa	PM
21348	<i>Ga</i>	-16,9	-	-13,88	-	Veta	S/N	PM
21304a	<i>Brt-II</i>	22,4	15,52	14,67	7,10	Veta	S/N	PM
21304b	<i>Ga</i>	-13,8	-	-10,78	-	Veta	S/N	PM
21349a	<i>Ga</i>	-16,9	-	-13,88	-	Veta	S/N	PM
21349b	<i>Ga</i>	-15,7	-	-12,68	-	Veta	S/N	PM
11265	<i>Cls-I</i>	22,7	16,49	14,97	8,07	DCR	GC	GC
11267	<i>Brt-I</i>	28,2	16,7	20,47	8,28	Remov.	GC	GC
21261	<i>Brt-I</i>	19,7	17,44	11,97	9,02	Remov.	Cecilia	GC
21303	<i>Brt-I</i>	15,8	12,59	8,07	4,17	Remov.	El Emir	GC
11228b	<i>Brt-I</i>	16	12,64	8,27	4,22	Remov.	Sta. Elena	GC
11228d	<i>Brt-I</i>	17,7	15,93	9,97	7,51	Remov.	Sta. Elena	GC
11228e	<i>Cls-I</i>	23,5	14,41	15,77	5,99	DCR	Sta. Elena	GC
11236b	<i>Brt-I</i>	25	11,99	17,27	3,57	Remov.	Sta. Elena	GC
15083 a	<i>Brt-I</i>	20,1	15,82	12,37	7,40	Remov.	GC	GC
15083 b	<i>Brt-I</i>	20,4	16,91	12,67	8,49	Remov.	GC	GC
19306b	<i>Brt-I</i>	17,2	16,53	9,47	8,11	Remov.	Rayoso	GC
21263b	<i>Cls-I</i>	31,5	14,1	23,77	5,68	DCR	Cecilia	GC
21264b	<i>Cls-I</i>	22,2	16,08	14,47	7,66	DCR	Cecilia	GC
21301a2	<i>Cls-I</i>	27,8	14,2	20,07	5,78	DCR	Sta. Elena	GC
21301b2	<i>Cls-I</i>	20,4	14,83	12,67	6,41	DCR	Sta. Elena	GC
21301c2	<i>Cls-I</i>	28	15,55	20,27	7,13	DCR	Sta. Elena	GC
19324b	<i>Gp</i>	19	12,18	-	-	-	-	PS

Tabla VII-2. Análisis de isótopos estables ($\delta^{34}\text{S}$ y $\delta^{18}\text{O}$) de los depósitos investigados. **DCR**: Textura cebrada del manto mineralizado, **BA**: Bajada del Agrio, **GC**: Gpo. Continental; **PM**: Cerro Pichi Mula; **CS**: Cordón del Salado; **BH**: Balsa Huitrín; **PS**: Pampa del Salado; **CR**: Cerro Rayoso; **S/N**: Afloramiento sin nombre. Abreviatura de minerales según Kretz (1983).

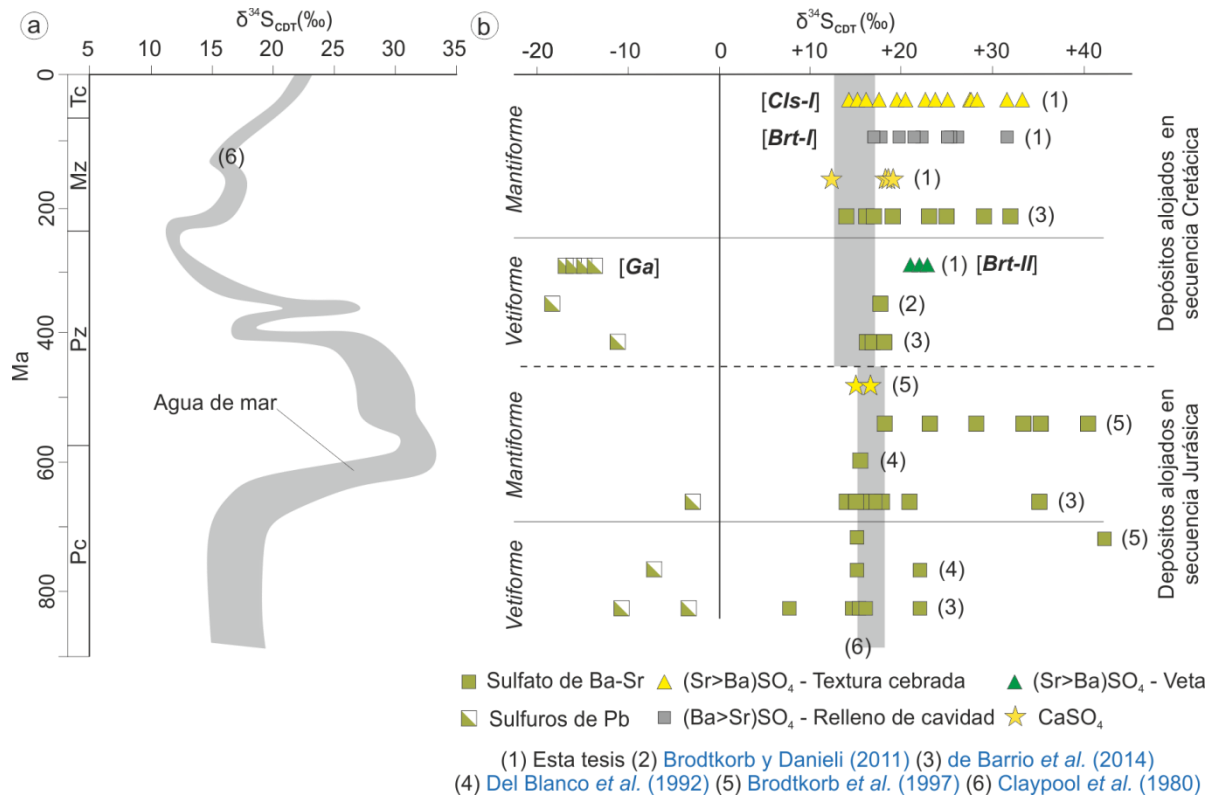


Figura VII-6. **a-** Curva de evolución del $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ en el agua de mar, indicando el intervalo Pc-Tc (Claypool et al., 1980). **b-** Datos de isotópicos de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ de baritinas, celestinas y sulfuros de diferentes mineralizaciones y depósitos de yeso/anhidrita asociados de la provincia del Neuquén. Entre corchetes las fases analizadas según el cuadro paragenético de la figura V-28.

claro enriquecimiento isotópico con respecto a estas típicas evaporitas, solo algunos valores coinciden parcialmente con los estimados por Claypool et al. (1980). Sin embargo, los isótopos de yeso/anhidrita del Miembro Troncoso superior presentan valores $\delta^{34}\text{S}$ algo superiores a las evaporitas cretácicas. Además, se representaron los valores isotópicos de otros niveles estratigráficos de la Cuenca Neuquina asociados a mineralizaciones de Ba-Sr. Estos muestran tendencias similares a las observadas en los depósitos investigados.

Siguiendo los principios establecidos por diversos autores como Rye y Ohmoto (1974), en los ambientes evaporíticos prácticamente no hay fraccionamiento isotópico entre la solución (agua marina) y las diferentes especies de sulfatos. Kusakabe y Robinson (1977), Zák et al. (1980), Ohmoto y Lasaga (1982) y Zheng y Hoefs (1993) indicaron que la disolución de la anhidrita por fluidos de baja temperatura no produce fraccionamiento isotópico. González Sánchez (2008) interpretó para los depósitos de celestina y baritina emplazados en la secuencia cretácica del noreste de México, que los valores de $\delta^{34}\text{S}$ pudieron haber derivado de evaporitas. Kesler y Jones (1981) reportaron tenores de $\delta^{34}\text{S}$ muy amplios e inusualmente altos para la baritina (16,8 a 38,3‰), superiores a las evaporitas mesozoicas. Estos autores propusieron un posible fraccionamiento inorgánico o un enriquecimiento limitado del yeso por reducción bacteriana. Richardson et al. (1988) y Decrée et al. (2008)

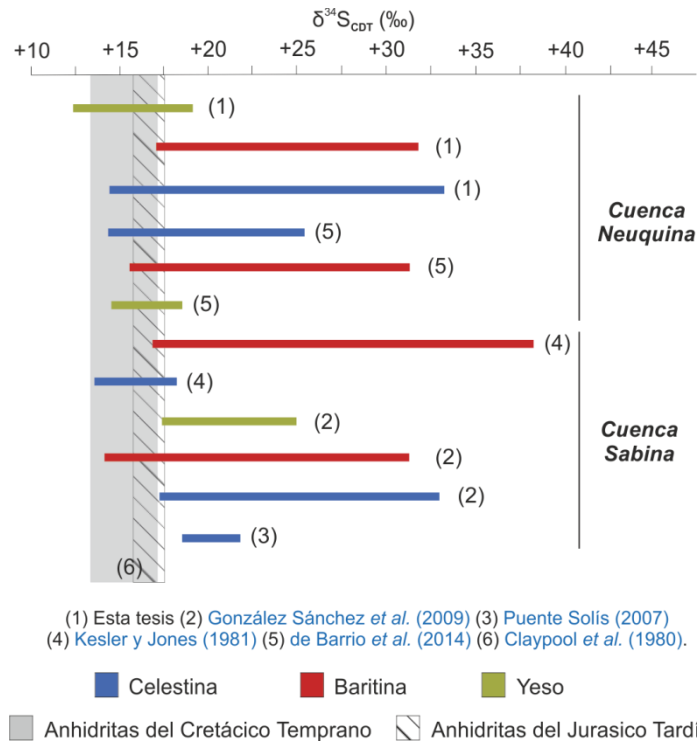


Figura VII-7. Representación de los valores de $\delta^{34}\text{S}$ de los depósitos de la Cuenca Neuquina comparados con los valores obtenidos en yacimientos de la Provincia Metalogenética MVT del NE de México (modificado de Claypool *et al.* 1980; Kesler y Jones, 1981; Puente Solís, 2007; González Sánchez *et al.* 2008 y 2009; de Barrio *et al.* 2014).

determinaron que los valores de $\delta^{34}\text{S}$ elevados pueden corresponder a fraccionamientos isotópicos de azufre en un sistema cerrado controlado por fraccionamiento Rayleigh, de esta manera, la composición isotópica del azufre se enriquece en isótopos pesados.

Para los depósitos estudiados se considera que el origen del azufre involucrado en la génesis de los depósitos puede estar asociado con rocas evaporíticas presentes en el área tanto en superficie como en el subsuelo, ya sea las evaporitas de la Formación Huitrín (Miembro Troncoso superior), Formación Auquilco o Formación Tábanos (Figura VII-6). Sin embargo, el amplio rango que presentan los isótopos de azufre en los depósitos estudiados, sugiere que las composiciones isotópicas iniciales de los depósitos han sido modificadas, lo que implica un cierto fraccionamiento isotópico de azufre. En la figura VII-7 se exponen de modo comparativo los valores isotópicos de los depósitos de las Cuenca Neuquina y los de la Cuenca de Sabina (México). Se observa una congruencia en la distribución de los isótopos de azufre, similares a los obtenidos para los depósitos neuquinos. Todos los sulfatos de Ba-Sr muestran una clara tendencia a contener valores de $\delta^{34}\text{S}$ más enriquecidos que los correspondientes a las evaporitas jurásicas-cretácicas de Claypool *et al.* (1980). Por otro lado, los datos isotópicos de $\delta^{34}\text{S}$ efectuados por Brodtkorb *et al.* (1997) exhiben un importante rango de variación de +18,0‰ a +35,0‰. De acuerdo con Del Blanco y Barbieri (1999) los valores elevados corresponden a cuerpos que han sufrido procesos de removilización, y consecuente reacción con el SO_4 remanente en solución, extremadamente

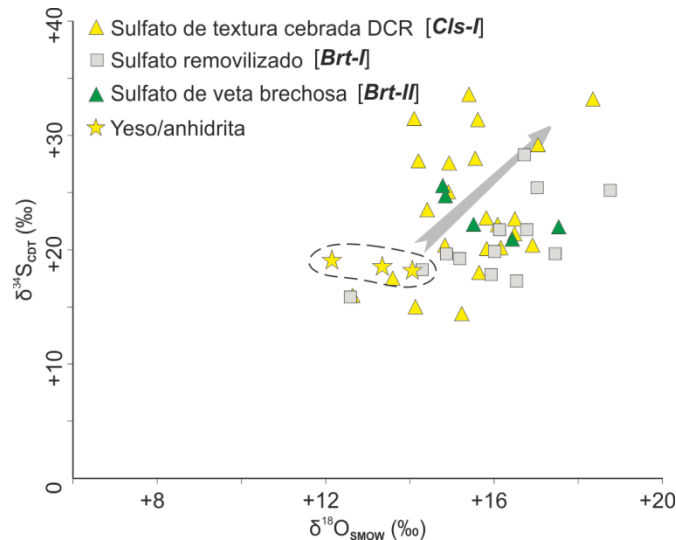


Figura VII-8. Gráfico binario $\delta^{34}\text{S}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras analizadas. Se observa una correlación positiva y un fraccionamiento creciente a partir de las evaporitas. Entre corchetes las fases analizadas según el cuadro paragenético de la figura V-28.

enriquecido en el isótopo pesado. Este proceso de enriquecimiento se debería a reducción preferencial del $^{32}\text{SO}_4$ por acción bacteriana. En la figura VII-8 se presenta el gráfico binario $\delta^{34}\text{S}$ vs $\delta^{18}\text{O}$, donde se observa una correlación positiva de ambos isótopos con tendencia hacia valores más enriquecidos respecto a las evaporitas. Posiblemente estos valores elevados se deban a fraccionamientos isotópicos de azufre en un sistema cerrado (Richardson *et al.*, 1988 y Decrée *et al.*, 2008), mientras que el enriquecimiento de $\delta^{18}\text{O}$ puede ser interpretado como el resultado de la re-oxidación de compuestos de azufre reducido (formados en sedimentos ricos en materia orgánica) afectados por la circulación de aguas oxigenadas (Pierre, 1985).

VII.2.1.1.2.b- En sulfuros

Los isótopos de azufre de los depósitos vetiformes presentan un marcado empobrecimiento en isótopos pesados. Este empobrecimiento puede ser el resultado de distintos procesos, relacionados a la reducción bacteriana del sulfato (BSR) o a la reducción termoquímica del sulfato (TSR).

Según Machel (2001) en un sistema abierto el resultado de la reducción bacteriana del sulfato dará fraccionamientos $\Delta^{34}\text{S} \gg -20\text{‰}$. En un sistema cerrado, en donde el suministro de sulfato es limitado (aunque sigue abierto para H_2S), se obtienen valores $\delta^{34}\text{S}$ menos fraccionados y los enriquecimientos pueden llegar hasta los 40‰ (Ohmoto, 1986). La composición isotópica final del H_2S dependerá, entre otros factores, de la reducción si se produjo en un sistema abierto o cerrado. Se considera un sistema abierto cuando la tasa de aporte de SO_4^{2-} es mucho mayor que la tasa de reducción del sulfato. Decrée *et al.* (2008) describen texturas microesferulíticas como relictos de procesos de biomineralización como

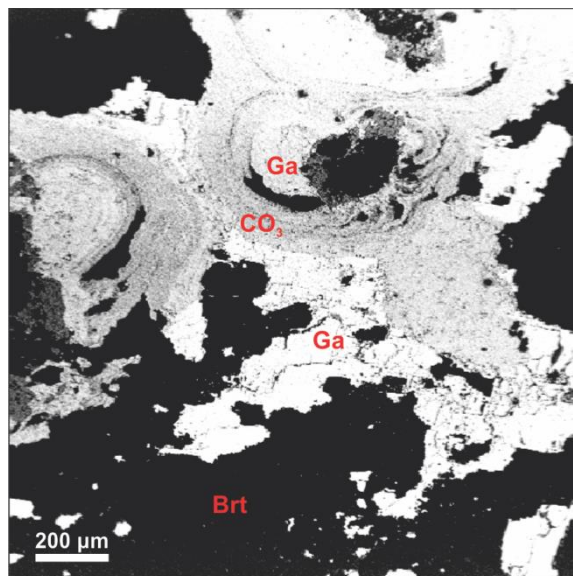


Figura VII-9. Imagen de microscopio electrónico observándose la textura concrecional asociada a la galena en los depósitos vetiformes del Cerro Pichi Mula.

consecuencia de la BSR. Estos procesos de reducción bacteriana del sulfato se desarrollan en condiciones de hasta 80°C (Machel, 2001).

Por otro lado, Machel (1995, 2001) estima que los fraccionamientos producto de procesos de reducción termoquímica del sulfato (TSR) en ambientes abiológicos pueden ser $\Delta^{34}\text{S} \geq -20\%$. Además la TSR implica típicamente altas temperaturas, $>100^\circ\text{C}$, por lo que a mayores temperaturas el proceso es más eficiente. En general el azufre empobrecido se produce a partir de la reducción de sulfatos (evaporitas) en profundidad o in-situ, favorecido por la participación de un fluido hidrotermal caliente. Bechtel *et al.* (1996) propusieron una fuente de azufre empobrecida, relacionada a la fuga de H_2S mediante fallas (*fault-leaked*) en reservorios de petróleo y gas maduros en profundidad, producido a partir de la TSR a altas temperaturas.

Consideramos que los procesos de formación de los sulfuros de Pb de las vetas brechosas del cerro Pichi Mula tienen en parte características tanto de BSR, como de TSR. Es de destacar que el fraccionamiento isotópico calculado es $\Delta^{34}\text{S}: -32\%$, acorde con el fraccionamiento de la BSR, coincidente con la textura concrecional observada al microscopio electrónico (Figura VII-9). Sin embargo, la temperatura de formación, en condición de equilibrio isotópico, para el par mineral *galena-baritina* fue de 215°C , próxima a la temperatura media determinada por microtermometría. Estas temperaturas son más acordes con una TSR.

En lo referente a isótopos radiogénicos, Del Blanco *et al.* (1996) y Brodtkorb *et al.* (1997) determinaron relaciones isotópicas de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en galenas que provienen de yacencias mantiformes y vetiformes asociadas a baritina que se hospedan en la Formación Auquilco en el distrito Mallín Quemado (Sierra de la Vaca Muerta). La relación $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

varía entre 38,605 a 38,804, mientras que la relación $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ lo hace entre 15,620 a 15,945. Estas altas relaciones les permitieron interpretar que el Pb de las galenas posiblemente derive de la removilización de rocas preexistentes del basamento. Asimismo, [Llambías y Malvicini \(1978\)](#) plantearon para los depósitos vetiformes en el área de Colipilli, la posibilidad de que los elementos metálicos (Pb-Zn-Mn-Cu) asociados a la baritina provengan de la removilización de los sedimentos por hidrotermalismo. Por otro lado, [Ruffell \(1998\)](#) estableció que durante los eventos de máxima inundación, la depositación de lutitas negras “*black shales*” de interior de cuenca puede estar enriquecida en elementos metálicos y convertirse en fuente para la generación de fluidos metálicos.

La ausencia en el área investigada (Distritos Bajada del Agrio, Grupo Continental, etc.), de sulfuros metálicos en los depósitos mantiformes y la concentración de ellos (esencialmente galena) exclusivamente en los depósitos vetiformes del Cerro Pichi Mula, hace suponer que solamente en estos ambientes locales se alcanzaron las condiciones para que haya una precipitación de sulfuros (Ver *Capítulo VIII-Discusión y conclusiones*). Es de destacar que los depósitos vetiformes se encuentran emplazados en fracturas de cizalla en la Formación Agrio y en posición suprayacente a la Formación Vaca Muerta. Siguiendo el modelo propuesto por [Bechtel et al. \(1996\)](#) estas estructuras probablemente facilitaron la migración del H_2S desde profundidad, producto de la reducción del sulfato. Además estas favorecieron la circulación de fluidos hidrotermales calientes de moderada a alta salinidad, clorurados y sulfatados capaces de transportar Pb, lo que condicionó la precipitación de los sulfuros.

VII.2.1.2- Isótopos de C y O en carbonatos.

VII.2.1.2.1- Resultados y análisis

Se analizó un total de 17 muestras que pertenecen a los diferentes distritos investigados. En la tabla VII-3 se presentan los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ obtenidos de rocas carbonáticas asociadas espacialmente con la mineralización. En el primer grupo se observan diez muestras que constituyen los niveles carbonáticos de las texturas cebradas donde se observó las dolomitas **Dol-III** y **Dol-IV**, íntimamente asociadas a la mineralización, además de una muestra calcita **Cal-III** que proviene de una estructura vetiforme. El segundo grupo está asociado con calizas dolomíticas y dolomías del Miembro La Tosca y finalmente, un tercer grupo vinculado con calizas-calizas dolomíticas del tope del Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio.

Los valores $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ del primer grupo fluctúan de -4,71/-18,68‰ y de -6,12/-12,61‰, respectivamente. En el caso de la calcita de veta el valor isotópico fue de -1,84 y -10,49‰. En el segundo grupo, las variaciones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidas fluctuaron de +2,54 a

Muestra	Mine	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	$\delta\text{C}_{\text{FLUIDO}}$	$\delta\text{O}_{\text{FLUIDO}}$	Descrip.	Mina	Distrito
11237	<i>Dol-III/IV</i>	-6,42	-6,12	24,61	3,77	14,27	DCR	4 de Nov.	BA
11237	<i>Dol-III/IV</i>	-8,29	-6,91	23,78	1,90	13,44	DCR	5 de Nov.	BA
19316	<i>Dol-III/IV</i>	-4,71	-7,95	22,71	5,48	12,37	DCR	Sta. Bárbara	BA
21253	<i>Dol-III/IV</i>	-7,17	-10,11	20,48	3,02	10,14	DCR	Dios Alado	CS
21256	<i>Dol-III/IV</i>	-7,58	-7,97	22,7	2,61	12,36	DCR	Dios Alado	CS
21264a	<i>Dol-III/IV</i>	-13,26	-11,68	18,87	-3,07	8,53	DCR	Cecilia	GC
21263a	<i>Dol-III/IV</i>	-18,68	-10,29	20,3	-8,49	9,96	DCR	Cecilia	GC
21301a1	<i>Dol-III/IV</i>	-11,32	-10,93	19,65	-1,13	9,31	DCR	Sta. Elena	GC
21301b1	<i>Dol-III/IV</i>	-12,89	-12,61	17,91	-2,70	7,57	DCR	Sta. Elena	GC
21301c1	<i>Dol-III/IV</i>	-11,38	-9,93	20,67	-1,19	10,33	DCR	Sta. Elena	GC
11093	<i>Cz dol</i>	0,4	-6,28	24,44	10,59	14,10	GS FA	Sta. Bárbara	BA
11093	<i>Cz dol</i>	-0,84	-7,96	22,7	9,35	12,36	GS FA	Sta. Bárbara	BA
11234	<i>Dol</i>	2,4	-7,01	23,68	12,59	13,34	<i>Cz dol LT</i>	Sta. Elena	GC
11234	<i>Dol</i>	2,54	-7,92	22,74	12,73	12,40	<i>Cz dol LT</i>	Sta. Elena	GC
21274	<i>Dol</i>	4,04	-5,26	25,48	14,23	15,14	MD	S/N	SVM
21275	<i>Dol</i>	-1,04	-6,97	23,73	9,15	13,39	MD	S/N	SVM
21343	<i>Cal-III</i>	-1,84	-10,49	20,1	8,35	9,76	Veta	Nicolasa	CS

Tabla VII-3. Análisis de isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) de los depósitos investigados. **BA**: Bajada del Agrio. **CS**: Cordón del Salado. **GC**: Grupo Continental. **SVM**: Sierra de la Vaca Muerta. **DCR**: Textura cebrada. **MD**: manto dolomítico. **Cz dol LT**: Caliza dolomítica Miembro La Tosca. **GS-FA**: Grainstone oolítico tope Formación Agrio.

-1,04‰ y el $\delta^{18}\text{O}$ de -5,26 a -7,92‰. Mientras que para el último grupo se obtuvieron valores isotópicos similares de +0,4 a -0,84‰ $\delta^{13}\text{C}$ y -6,28 a -7,96‰ $\delta^{18}\text{O}$.

En base a los valores isotópicos de las fases minerales se estableció la composición isotópica del $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{FLUIDO}}$. La temperatura utilizada para calcular la composición del fluido fue la temperatura media obtenida de las determinaciones microtermométricas de la mineralización (Th: 197°C). Los valores de $\delta^{34}\text{C}_{\text{CO}_2}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ en los carbonatos fueron calculados con las constantes obtenidas de Bottinga, (1968) y Zheng, (1994) (Tabla VII-3), observándose que la composición de los carbonatos es aproximadamente el $\delta^{13}\text{C}$ del fluido.

En la figura VII-9 se pueden apreciar los distintos grupos de carbonatos. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ tienden a empobrecerse hasta llegar a valores de -18 y -12‰, respectivamente. El primer grupo se localiza en el campo del hidrotermalismo definido por Richardson *et al.* (1988), dicho campo fue definido en base a calcitas provenientes de depósitos tipo Mississippi Valley (MVT). En lo que respecta al segundo y tercer grupo de carbonatos tiene un comportamiento isotópico concordante con el campo "calizas y mármoles marinos" definido por Hudson (1977).

VII.2.1.2.2- Interpretaciones

En base a las observaciones de la figura VII-10 se desprende que el primer grupo de carbonatos, vinculados con la mineralización, sufrió un empobrecimiento en $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ respecto a los carbonatos marinos. Una posible explicación de este empobrecimiento está dada por la interacción de la roca con los fluidos mineralizantes. Durante esta interacción fluido-roca la composición isotópica del carbono habría sido controlada por la roca carbonática y la composición isotópica del oxígeno por el fluido.

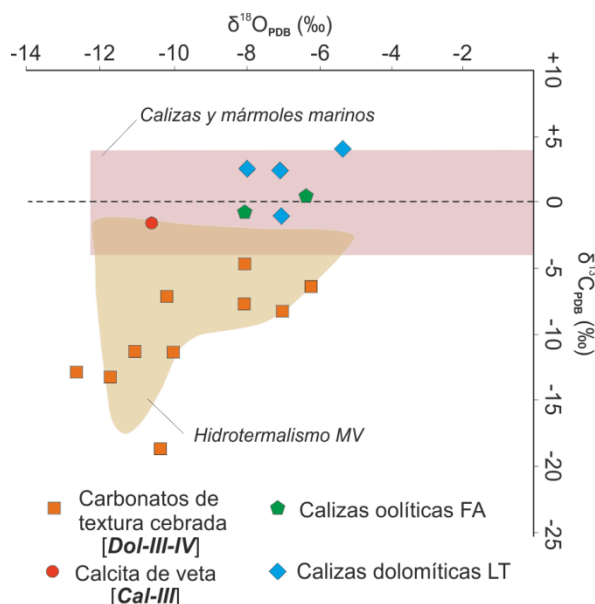


Figura VII-10. Diagrama de isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ donde se puede observar la disposición de las muestras respecto a los campos establecidos por Richardson *et al.* (1988) y Hudson, 1977. FA: Formación Agrio LT: Miembro La Tosca.

Existen modelos matemáticos que permiten describir la magnitud del empobrecimiento isotópico en función del incremento de la relación fluido/roca para los casos en que se conoce la temperatura. Por lo tanto, la composición isotópica del carbonato resultante dependerá de los siguientes factores: 1) la composición del fluido ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$); 2) la composición isotópica de la roca carbonática original; 3) la relación agua/roca y 4) la temperatura (Zheng y Hoefs, 1993; Spangenberg *et al.*, 1996). En nuestro caso se plantea, a modo de prueba, un modelo de interacción fluido-roca en el que se establece la composición isotópica del fluido mineralizante, la composición isotópica de la roca carbonática y el rango térmico de temperaturas máximas y mínimas de formación, determinadas en base a las temperaturas de homogenización (T_h). El modelo fue aplicado para simular los efectos del intercambio isotópico entre la roca carbonática original de composición de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$: +0,64‰ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$: +24,21‰ y un fluido de composición $\delta^{13}\text{C}$: -10,70‰ y $\delta^{18}\text{O}$: +10,65‰ a temperaturas mínimas y máximas de 150°C y 250°C.

En la figura VII-11 se observa cómo se ajustan las muestras analizadas a las curvas de interacción agua-roca de Taylor (1977). Por lo que el conjunto de las variables introducidas estaría indicando que el empobrecimiento isotópico observado sería el resultado de un fenómeno de interacción agua-roca. Por lo tanto, el empobrecimiento en $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de los carbonatos de la textura cebrada puede explicarse como el resultado de la interacción de fluidos mineralizantes con la roca carbonática sedimentaria, manifestándose como procesos de recrystalización en un rango de temperatura comprendido entre 150°C y 250°C.

De manera generalizada, la distribución de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en las figuras VII-10 y 11, sugiere que las calizas precipitadas a partir de aguas marinas carbonatadas,

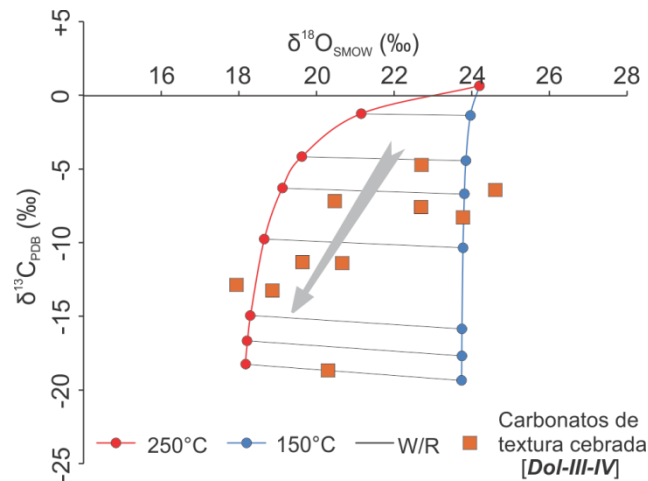


Figura VII-11. Curvas de variación $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ para la interacción fluido-roca (W/R) (Taylor, 1977). Las muestras corresponden a las calizas dolomíticas que conforman la textura cebrada. La flecha indica que hacia valores más empobrecidos, la interacción W/R aumenta.

evolucionaron bajo un aumento de temperatura (Richardson *et al.*, 1988). A medida que la profundidad por soterramiento aumenta, la temperatura se incrementa provocando que los fluidos se tornaran isotópicamente más ligeros (González Sánchez, 2008). No se descarta que estas calizas dolomíticas con bajos valores de carbono tengan la influencia de carbono orgánico derivado de la oxidación del metano en el fluido que formó la caliza dolomítica (González Partida *et al.* 2008), considerando que fase orgánica estuvo presente durante la circulación de fluidos mineralizantes.

VII.2.2- ISÓTOPOS RADIOGÉNICOS

Los análisis de isótopos radiogénicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se determinaron sobre dos muestras de baritina y celestina; una perteneciente a la mina Cecilia y la otra a la mina 4 de Noviembre, respectivamente. Los resultados obtenidos fueron comparados con los datos publicados por otros autores para poder lograr una mejor interpretación. Los valores resultantes fueron de 0,707993 para la primera y 0,707568 para la segunda. Si bien son pocos datos, preliminarmente se puede observar una marcada concordancia con los valores publicados por Brodtkorb *et al.* (1997), Brodtkorb y Danieli (2011) y de Barrio *et al.* (2014). En estos trabajos se reconoce una neta congruencia a pesar de las distintas situaciones geográficas y diversas yacencias de los depósitos barito-celestínicos, hospedados tanto en secuencias jurásicas como cretácicas de la Cuenca Neuquina (Figura VII-12).

Los resultados publicados por Brodtkorb *et al.* (1997) y Brodtkorb y Danieli (2011) para los depósitos asociados a la secuencia cretácica varían entre 0,70668 y 0,70754. Barbieri *et al.* (1982) interpretan a las baritinas del centro-oeste de Argentina como de origen marino. Fundamentan este origen en base a los valores isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7070-0,7072) que muestran una tendencia cercana a la estimada para el agua de mar del Cretácico Inferior.

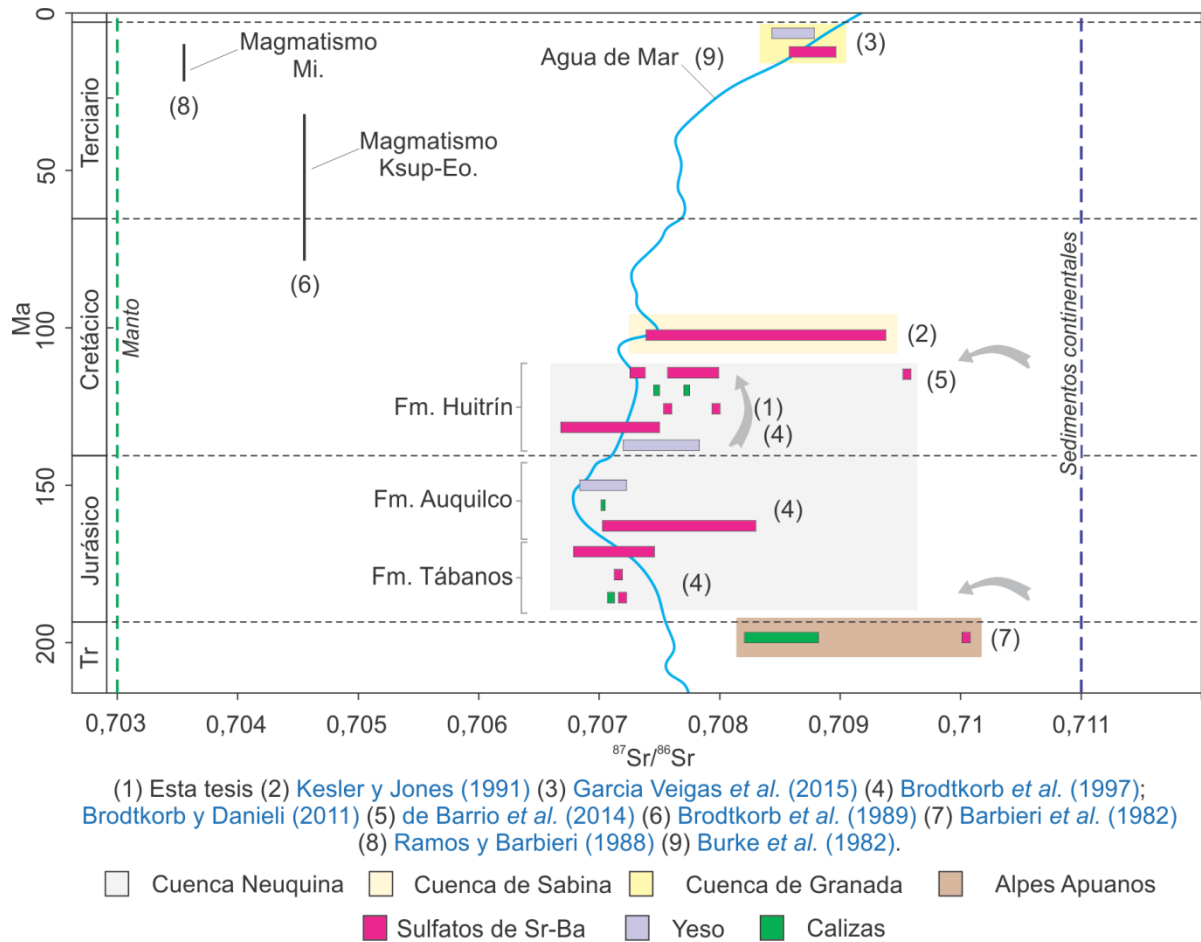


Figura VII-12. Diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con las posibles procedencias y/o fuentes de estroncio de las mineralizaciones hospedadas en la Cuenca Neuquina. Las flechas indican las posibles procedencias del estroncio. Además se presentan las composiciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los depósitos de baritinas y celestinas de la Cuenca de Sabina (México), Cuenca de Granada (España) y de los Alpes Apuanos (Italia).

Los valores obtenidos por de Barrio *et al.* (2014) para los depósitos asociados a la secuencia cretácica fluctúan entre un mínimo de 0,70731 y un máximo de 0,709942. Además, se analizaron muestras de depósitos hospedados en la secuencia jurásica y una muestra de celestina procedente de la mina La Tinaja, Estado de Coahuila, noreste de México, de la cual se obtuvo un valor de 0,707587. Comparados todos estos resultados, se ha considerado que los fluidos mineralizantes proceden de niveles corticales evolucionados.

Kesler y Jones (1981) reportaron similares relaciones isotópicas en el NE de México, con valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ comprendidos entre 0,70731 y 0,70942. Estos autores estiman que el Sr de la celestina derivó de calizas cretácicas, mientras que el Sr y probablemente el Ba de la baritina derivaron de rocas arcósicas del basamento. Barbieri *et al.* (1982) analizaron depósitos de baritina de edad triásica ubicados en los Alpes Apuanos (Italia). Estos arrojaron relaciones isotópicas entre 0,7101 y 0,7102 que indican, según estos autores, la participación de Sr radiogénico derivado de un reservorio continental y descartan la posibilidad de que estas se hayan precipitado a partir de aguas que lixiviaron calizas marinas, debido a que estas rocas exhiben relaciones isotópicas de Sr que varían entre

0,7082 y 0,7088. La formación es atribuida a la interacción de soluciones ascendentes que transportan Ba con sulfatos contenidos en rocas evaporíticas.

García Veigas *et al.* (2014) obtuvieron valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en celestina y yeso de los depósitos de Escúzar y Montevivo (Cuenca de Granada, España), de edad miocena. Los valores de celestina presentan un rango homogéneo que fluctúa entre 0,708583 y 0,708930, coherentes con los valores de yeso que varían de 0,708422 a 0,708782. La composición isotópica del estroncio para estas unidades evaporíticas presenta valores más bajos que el agua de mar para el Mioceno, lo que indica que éstas se formaron principalmente por aguas no marinas. Estos autores asumen que los depósitos de celestina se originaron por procesos de reemplazo en un estadio diagenético temprano, asociados a momentos en los cuales el nivel de agua se encontraba bajo causado por un menor aporte de aguas meteóricas en períodos secos.

En la figura VII-12 se puede observar que los valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los yesos/anhidritas de la cuenca neuquina están enriquecidos respecto a la media de los mares mesozoicos. En base a los datos obtenidos se estima que la procedencia del estroncio está relacionada con las evaporitas y calizas marinas de la Formación Huitrín o de la Formación Auquilco, debido a que éstas presentan relaciones isotópicas similares. García Veigas *et al.* (2014) establecen que si no ocurrió un fraccionamiento isotópico significativo durante la disolución del yeso/anhidrita y la precipitación de la celestina, la composición isotópica de ambos debería ser similar. Por otro lado, las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ligeramente altas, pueden deberse a incrementos ocurridos durante los procesos diagenéticos (Gorzawski *et al.*, 1989). De acuerdo con Barbieri *et al.* (1982) el aumento de la relación isotópica, podría estar relacionado con la participación de fluidos que deriven de unidades sedimentarias continentales, ya sea de la Formación Rayoso y/o el Grupo Neuquén. Sin embargo, hasta el momento no se obtuvieron datos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de estas unidades. Así mismo, se descarta la participación de Sr magmático debido a que los valores son muy inferiores a los obtenidos en la mineralización.

CAPÍTULO VIII
DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

VIII- DISCUSIÓN

VIII.1- MODELO METALOGENÉTICO

VIII.1.1- INTRODUCCIÓN

Las mineralizaciones de Sr y Ba hospedadas en la Formación Huitrín han sido concebidas bajo distintos esquemas genéticos. Existen discrepancias respecto a la génesis y edad de formación de los depósitos, según se considere el modelo singenético ([Brodtkorb et al., 1975](#); [Brodtkorb et al., 1982](#); [Brodtkorb y Danieli, 2011](#)) o epigenético ([Hayase y Bengochea, 1975](#); [de Barrio et al., 2014](#)).

El origen singenético de la celestina a partir de agua de mar fue propuesto por [Müller y Puchelt \(1961\)](#) y [Müller \(1962\)](#) (en [Hanor, 2004](#)). [Müller \(1962\)](#) estima que la celestina precipita por intensa evaporación del agua de mar, durante la etapa de cristalización del yeso y previo a la depositación de las otras sales evaporíticas. Los estudios experimentales realizados por [Zherebtsova y Volkova \(1966\)](#) (en [Hanor, 2004](#)), no concuerdan con esas hipótesis e indican que el Sr puede precipitarse durante la etapa de cristalización de la halita; y que sólo el 10% se deposita durante la formación del yeso.

Las mineralizaciones de Ba y Sr con similares características a las observadas en la Cuenca Neuquina han sido consideradas por diversos autores en distintos lugares del mundo; [Kesler y Jones \(1981\)](#) indican procesos de reemplazo sobre carbonatos estromatolíticos para la generación de los depósitos de celestina y baritina del noreste de México. Por otro lado, [Carlson \(1987\)](#) sostiene para los depósitos del noreste de Estados Unidos un reemplazo epigenético en los carbonatos y sulfatos de calcio por celestina. Lo sustentan en la existencia de fluidos que lixivian el Sr de la pila sedimentaria, con una alta relación Sr:Ba. Estos fluidos se infiltrarían en los sedimentos y migrarían por ellos hasta encontrar horizontes adecuados para el reemplazo, favoreciéndose así la precipitación de celestina. Asimismo, [Scholle et al. \(1990\)](#) sugieren que las mineralizaciones estratoligadas pérmicas de celestina del sector centro oriental de Groenlandia, se generaron por procesos de reemplazo y relleno de cavidades, con el desarrollo previo de un ambiente kárstico. [Hanor \(2004\)](#) postula para la génesis de depósitos mantiformes de celestina, procesos de reemplazo epigenéticos y relleno de cavidades en calizas y/o yeso-anhidrita. Más recientemente, [Torres Ruiz \(2008\)](#) cita para los yacimientos de Montevive y Escúzar, localizados en la depresión de Granada (España), fundamentalmente el proceso de reemplazo en la facies carbonático-estromatolíticas y relleno de espacios abiertos.

Para determinar el origen de los depósitos investigados se contemplaron los resultados obtenidos de los análisis mineralógicos, geoquímicos, microtermométricos, isotópicos, estructurales y litológicos, además de considerar la composición de los componentes orgánicos detectados, el soterramiento alcanzado por la Formación Huitrín, el gradiente geotérmico en la faja plegada, y la distribución del magmatismo que afectó la región.

VIII.1.2- ORIGEN Y COMPOSICIÓN DE LOS FLUIDOS MINERALIZANTES

La precipitación de amplios cuerpos celestobaríticos requiere de grandes volúmenes de fluidos con altas relaciones Sr/Ba. Los depósitos hidrotermales deben su origen a la circulación de fluidos y a la capacidad que tienen estas soluciones de remover, transportar y concentrar metales que revisten importancia económica (Robb, 2004).

La fuente de los fluidos enriquecidos en estroncio y bario de acuerdo al análisis bibliográfico, se considera que puede derivar de: (1) la transformación de aragonita a calcita durante la diagénesis (Nickless *et al.*, 1975); (2) dolomitización de las calizas durante la diagénesis (Wood y Saw, 1976); (3) la liberación de fluidos durante la deshidratación del yeso (Orti *et al.*, 1998); (4) salmueras de la cuenca que lixiviaran el Sr y Ba de los feldespatos de los estratos arcósicos (Scholle *et al.*, 1990) como también de micas y de rocas volcánicas y volcanoclásticas y (5) la sucesión de estratos rojos *red beds* suprayacentes al sistema carbonático-evaporítico, por la circulación de aguas meteóricas que lixivian el Sr (Taberner *et al.*, 2002). Por otro lado, Ruffell (1998) estableció que durante los eventos de máxima inundación, la depositación de lutitas negras “*black shales*” de interior de cuenca puede estar enriquecida en elementos metálicos y convertirse en fuente para la generación de fluidos metálicos. De acuerdo a Sverjensky (1984) y Plumlee *et al.* (1994), las salmueras de cuenca son capaces de transportar metales en solución a través de grandes distancias.

En general las sucesiones evaporíticas son potenciales portadoras de cloruros y sulfatos. Se consideraron las Te (temperatura de eutéctico) de las inclusiones fluidas entrampadas en la mineralización, y se obtuvieron tentativamente los sistemas H₂O-NaCl-CaCl₂; H₂O-CaCl₂-MgCl₂; H₂O-KCl-CaCl₂; o H₂O-CaCl₂ (-49,8°C) (Capítulo VII). Se estima que las evaporitas podrían haber sido la fuente de salmueras sulfatadas y cloruradas capaces de transportar los elementos metálicos y proveer el azufre. Además, la Formación Vaca Muerta y Formación Agrio también podrían haber provisto las salmueras cloruradas.

Teniendo en cuenta las distintas fuentes citadas anteriormente y en base a los resultados obtenidos en los Capítulos V y VII, se considera que la procedencia del Sr y Ba podría derivar de secuencias carbonáticas, evaporíticas y/o silicoclásticas, mientras que el origen del sulfato involucrado en la génesis de los depósitos estaría asociado con secuencias evaporíticas. Las unidades carbonáticas-evaporíticas estarían representadas tanto por la Formación Huitrín como así también por las Formaciones Auquilco y/o Tábanos que están por debajo del nivel mineralizado. Las unidades silicoclásticas estarían constituidas por la Formación Rayoso y/o Grupo Neuquén, que se encuentran en posición suprayacente a la Formación Huitrín. En el caso de los depósitos vetiformes, la procedencia del Pb podría estar relacionada a la Formación Vaca Muerta ubicada en posición subyacente. Analizando la signatura isotópica del azufre de los sulfuros en el Capítulo VII, se considera que los

procesos de formación de los sulfuros tienen en parte características tanto de procesos de reducción bacteriana del sulfato (BSR), como de reducción termoquímica del sulfato (TSR).

Los resultados obtenidos mediante microtermometría y fluorescencia UV permitieron determinar las temperaturas de homogeneización mínimas de las inclusiones acuosas y detectar inclusiones orgánicas. Las temperaturas de homogeneización (T_h) varían entre 147° y 243°C con un promedio de 197°C, las cuales presentaron salinidades fluctuantes entre 0,18 y 16,67% ClNa eq. (>24% ClNa eq. en las inclusiones fluidas donde se identificaron cristales hijos). La distribución de los datos en el diagramas T_h vs. %NaCl, se puede deducir que el comportamiento de la población es una mezcla de fluidos con contrastantes porcentajes de salinidad. Por otra parte, las inclusiones fluidas orgánicas irradiadas con luz UV emitieron fluorescencia de color azul-blancuecino hasta un azul-verdoso, lo que indica que los componentes orgánicos entrampados con la mineralización tienden a ser ligeros de base parafínica, con una mediana a alta gravedad API.

La presencia de inclusiones orgánicas líquidas coexistiendo con las inclusiones acuosas a temperaturas de entre 147° y 243°C todavía está en discusión. [Kontak y Sangster \(1995\)](#) indican para el depósito estratoligado de Walton, localizado en la Cuenca de Kennetcook al sur de Nueva Escocia (Canadá), la coexistencia de inclusiones fluidas acuosas e hidrocarburos líquidos en baritinas a T_h de hasta 300°C. Estos autores establecen que el hidrocarburo líquido se genera por la interacción (pirólisis) de fluidos de alta temperatura con los sedimentos ricos en materia orgánica. Posteriormente, el fluido orgánico fue transportado como una fase inmiscible dentro del fluido acuoso hasta ser entrampados. La preservación del hidrocarburo líquido a estas temperaturas requiere el enfriamiento del sistema hidrotermal en pocos miles de años. Siguiendo a [Kontak y Sangster \(1995\)](#) se puede establecer que los fluidos hidrotermales interaccionaron con sedimentos ricos en materia orgánica (Formación Vaca Muerta y/o Agrio), dando origen a las inclusiones orgánicas líquidas hospedadas en las celestinas **Cls-I** y **Cls-II**.

VIII.1.3- CIRCULACIÓN DE FLUIDOS Y ANOMALÍA TÉRMICA

Para la circulación y el ascenso de fluidos hidrotermales se precisa que una fuente energética produzca este movimiento. Esta energía puede provenir por una diferencia de densidad de los fluidos, generada por una fuente de calor ([Smith, 1996](#), en [Staudé et al., 2009](#)). Según [Hanor \(1987\)](#) la circulación de fluidos, a gran escala, es controlada por las diferencias de elevación, presión y densidad del fluido, pero existe otro factor de importancia como son las características geológico-estructurales que se presentan en un área. El mecanismo de movilización de los fluidos depende del tipo de orógeno, en qué estadio de evolución se encuentra la cuenca y en el momento de la movilización y expulsión de los mismos. Considerando estos factores, se han generado varios modelos para explicar la

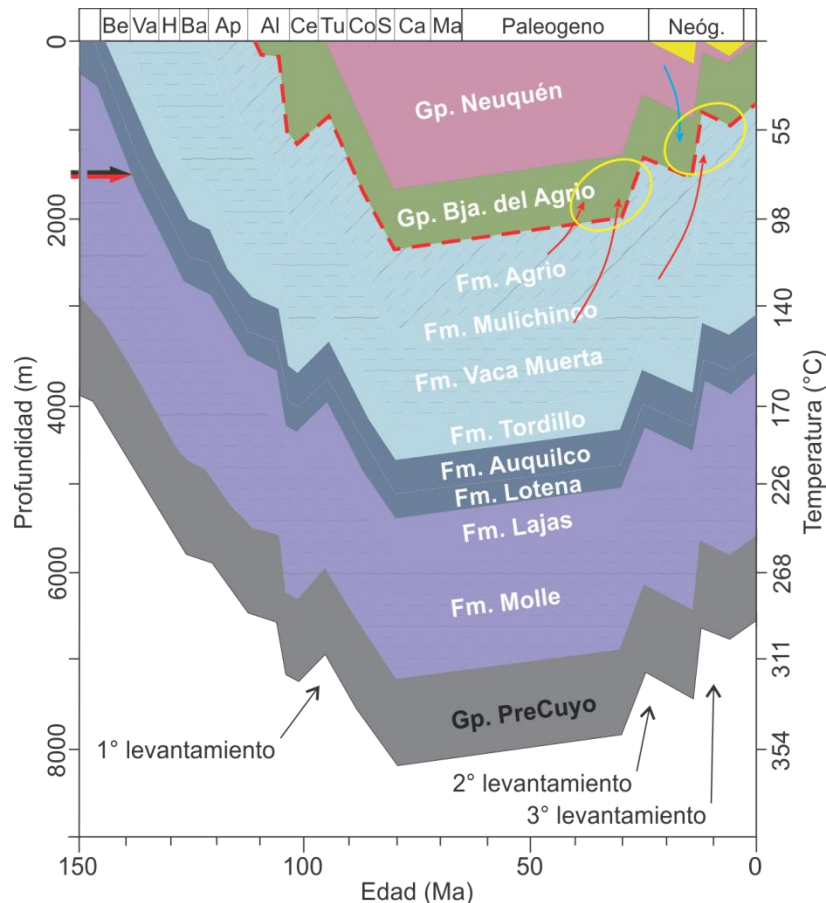


Figura VIII-1. Gráfico de soterramiento para el área de la faja plegada (modificado de [Zamora Valcarce et al., 2009](#)). En él se pueden observar un primer levantamiento en el Cretácico y dos eventos en el Mioceno. Los círculos amarillos indican los momentos y la profundidad estimada de formación de la mineralización. La línea de trazos indica la base de la Formación Huitrín. El gradiente geotérmico para la región morfoestructural de la faja plegada y corrida está dado por $0,0427 \cdot Z + 12,34$ ([Sigismondi, 2012](#)). La fecha roja y negra gruesa indica la profundidad de atrapamiento estimada (Capítulo VII). Las flechas rojas y azules indican la circulación de fluidos.

movilización de los fluidos de cuenca, dentro de los cuales se destacan: flujo de agua connata debido a la compactación de sedimentos ([Jackson y Beales, 1967](#)); bombeo sísmico ([Sibson et al., 1975](#)); flujo generado por tectonismo y diagénesis ([Sharp, 1978](#)); liberación intermitente de fluidos en cuencas sobrepresurizadas ([Cathles y Smith, 1983](#)); gradiente topográfico ([Garven y Freeze, 1984](#)); gradiente topográfico debido a procesos orogénicos ([Garven, 1985](#)) y libre convección térmica en fallas ([Yang et al., 2004](#)).

A partir de los datos microtermométricos, isotópicos estables, rayos x, fluorescencia UV y distribución de los depósitos, se pudo establecer el mecanismo de circulación de los fluidos mineralizantes considerando que la mineralización presenta características asociadas a diferentes etapas diagenéticas y pudiéndose discriminar estadios de eodiagénesis, mesodiagénesis y telodiagénesis. En la Cuenca Neuquina las variaciones de la temperatura con la profundidad, para las distintas regiones morfoestructurales, fueron originalmente definidas por [Robles \(1986\)](#) y posteriormente por [Sigismondi \(2012\)](#). Este último autor obtuvo un gradiente geotérmico actual para el ámbito de la faja plegada y corrida de $55^{\circ}\text{C}/\text{km}$. En la figura VIII-1 se presenta el diagrama de soterramiento, donde se puede

observar la máxima profundidad alcanzada por la Formación Huitrín (Zamora Valcarce *et al.*, 2009). En esta posición de la cuenca el máximo soterramiento alcanzado por la sección de interés fue de aproximadamente 2300 metros; si se aplica el gradiente geotérmico a la máxima profundidad alcanzada, nos llevaría a obtener temperaturas tentativas de ~110°C. Estas temperaturas serían las esperadas si la mineralización fuese de origen diagenético. Sin embargo, las temperaturas de homogeneización obtenidas en la mineralización fueron superiores, fluctuando entre 147° y 243°C con una media de 197°C. Este incremento podría estar relacionado con la introducción y/o circulación de fluidos de mayor temperatura a través de la secuencia.

Por otra parte, teniendo en cuenta el ordenamiento alcanzado por el interestratificado I/S del nivel pelítico subyacente a la mineralización mantiforme y de acuerdo a lo propuesto por Pollastro (1993), se establece que I/S alcanza este ordenamiento (R:3) a partir de los 170° y 180°C (Capítulo V) siendo este rango de temperatura acorde con el obtenido en la mineralización. El ordenamiento alcanzado por este nivel pelítico posiblemente sea el producto de la interacción con los fluidos mineralizantes. Otra evidencia de una circulación de fluidos a mayor temperatura, es el empobrecimiento en $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ que presentan los carbonatos de las texturas cebradas. Este empobrecimiento, respecto a los valores de los carbonatos marinos, se puede explicar cómo el resultado de la interacción de los fluidos mineralizantes con la roca carbonática, determinándose que los procesos de recristalización actuaron en un rango de temperatura comprendido entre 150°C y 250°C (Capítulo VII). No se descarta que la composición isotópica de estos carbonatos haya sido condicionada por la introducción de carbono orgánico al fluido (González Partida *et al.* 2008).

Ferter y Cruellas (1949) propusieron un mecanismo de transferencia térmica, donde el agua en estado hipercrítico actuaba como medio de transmisión térmica debido a la acción del magmatismo. Cobbold *et al.* (2011) plantean la idea de una advección del calor por transporte de fluidos hidrotermales a través de las fracturas, para explicar los efectos del volcanismo del Plioceno-Pleistoceno sobre la génesis de los diques de asphaltitas de la Cuenca Neuquina. Se ha observado que los depósitos de Ba-Sr de yacencia mantiforme hospedados en la Formación Huitrín se encuentran en posición marginal al magmatismo cretácico superior-eoceno y presentan una íntima asociación espacial con las estructuras falladas y plegadas, activas desde el Cretácico superior (Figura VIII-2 y 5). Se considera que estas estructuras actuaron como vías de circulación de fluidos, facilitando la migración a través de la secuencia hacia zonas de menor presión. A medida que avanzaban se fueron enriqueciendo con los elementos formadores de mena y cuando las condiciones fueron propicias reaccionaron con rocas carbonático-evaporíticas. A su vez, consideramos que la anomalía térmica y los efectos causados por el magmatismo de la región incrementaron la temperatura de las salmueras cuencales que circularon durante la etapa diagenética.

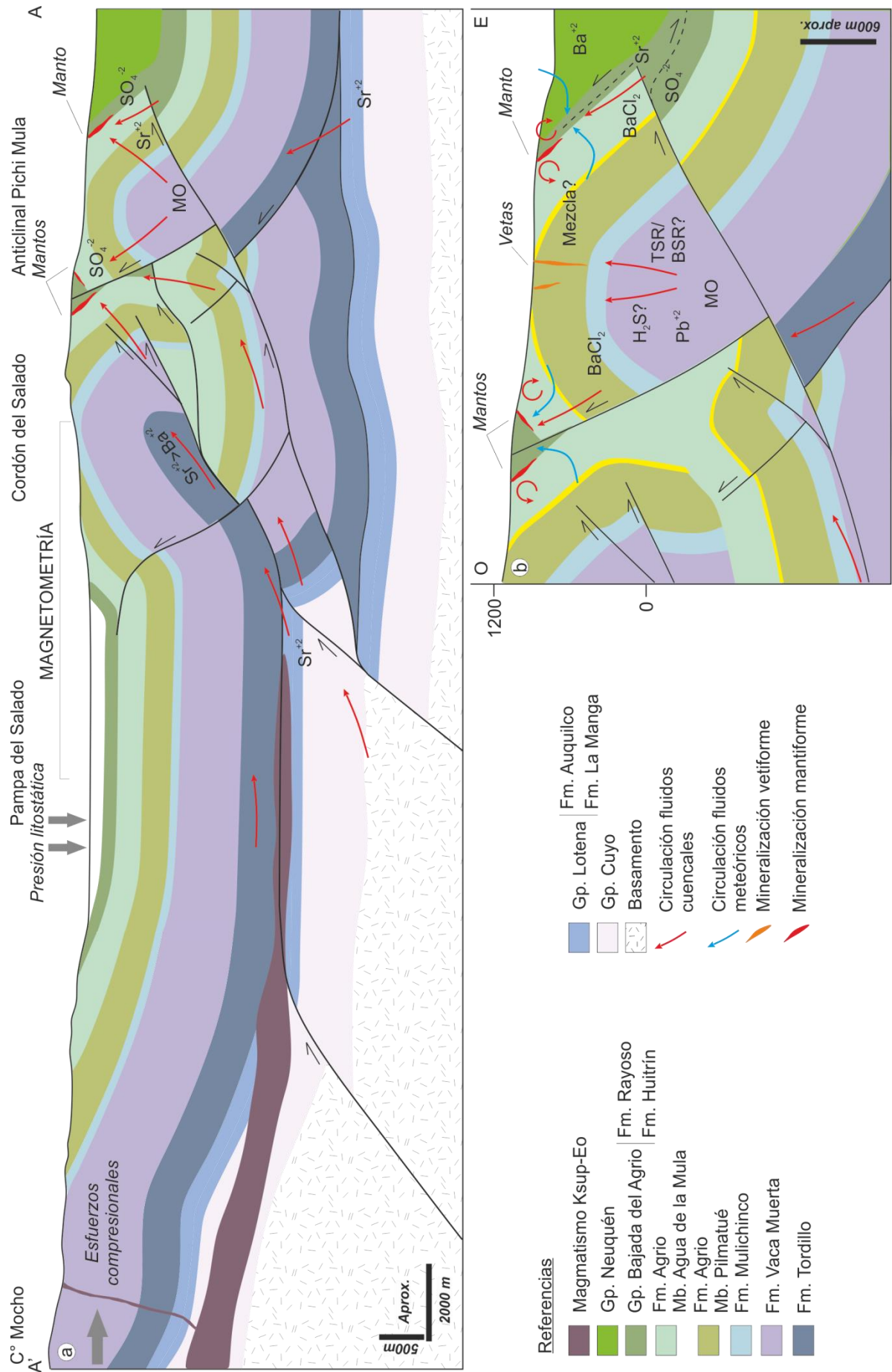


Figura VIII-2. Modelo metalogenético propuesto para los depósitos investigados, indicando las posibles procedencias de los elementos y vías de migración de los fluidos. Observase que los depósitos mantiformes se encuentran ubicados en los flancos de la estructura anticlinal, mientras que los depósitos vetiformes se ubican en la zona de charnela. **a-** Modelo para los depósitos celestínicos-baritoceléstínicos. **b-** Modelo para los depósitos baríticos y celestobaríticos. **TSR/BSR:** Reducción termoquímica y reducción bacteriana del sulfato, respectivamente. Sección modificada de [Rojas Vera \(2011\)](#), [Zamora Valcarce \(2007\)](#) y [Leanza et al. \(2001\)](#).

Posiblemente la migración de los fluidos a escala regional también estuvo influenciada por los efectos de la presión ejercida por la carga litostática y por la presión provocada por los esfuerzos compresionales de la orogenia andina. Por otro lado, la mineralización removilizada se generó en un ambiente más superficial donde la fracturación y el fallamiento favorecieron la percolación de aguas meteóricas, beneficiando la generación de espacios abiertos mediante procesos kársticos (Figura VIII-2).

En el caso de los depósitos vetiformes hospedados en la Formación Agrio se puede considerar que un posible mecanismo de transporte de soluciones hidrotermales es debido al “bombeo de fluido” (fluid pumping) ([Sibson et al., 1975](#)). Cuando se produce una ruptura, el esfuerzo de cizalla disminuye drásticamente pero la presión de fluido aumenta, resultando en una expulsión del fluido a lo largo de la falla ([Robb, 2004](#)). Al reinstaurarse las fuerzas de fricción el esfuerzo de cizalla aumenta nuevamente y el ciclo puede volver a repetirse. Como se ha mencionado en el *Capítulo V*, las vetas brechosas se hospedan en fracturas de cizalla en la zona de charnela de la estructura anticlinal. Por lo tanto, se propone que la generación y/o reactivación de estas fallas proporcionó la permeabilidad secundaria y el mecanismo de ascenso de soluciones hidrotermales portadoras de metales (Figura VIII-2).

VIII.1.4- PRECIPITACIÓN DE LA MINERALIZACIÓN

En base a los resultados obtenidos se considera que la mineralización derivó de distintos fluidos: Los fluidos de un primer evento conformaron los depósitos mantiformes de composición celestínica-baritoceléstínica. [Hanor \(2004\)](#) determinó que las aguas cuencales que presentan altas relaciones Sr/Ba, son más propensas a formar celestina en lugar de baritina. Además estableció que la concentración del Sr en los fluidos cuencales es directamente proporcional al incremento de la salinidad y concentración de cloruros, mientras que el Ba es inversamente proporcional a la concentración de sulfatos. Por otro lado, las composiciones intermedias detectadas en los depósitos mantiformes podrían estar indicando condiciones de alta saturación ([Prieto et al., 1997](#)). [Hanor \(2000\)](#) establece que la precipitación se inicia al mezclarse un fluido con un alto contenido inicial de Sr/Ba con otro fluido cargado de sulfatos disueltos. El proceso se lleva a cabo cuando los fluidos penetran en los niveles carbonáticos y evaporíticos de la Formación Huitrín, así como en otras formaciones carbonáticas evaporíticas de la cuenca. La trampa de los fluidos se encuentra representada principalmente por las estructuras estromatolíticas de tipo *bindstone* y por la

laminación de la sección basal de los niveles yesíferos. Los horizontes estromatolíticos constituyen capas de alta permeabilidad, por los cuales los fluidos han podido circular con mayor facilidad, generando el reemplazo en estos niveles laminados y el relleno de la porosidad primaria o diagenética (de Barrio *et al.*, 2009). Además el horizonte pelítico infrayacente de los bancos mineralizados, es un nivel de baja permeabilidad, que puede haber favorecido la circulación lateral de los fluidos (Escobar *et al.*, 2013). Esto se corrobora con una manifiesta asociación espacial de la mineralización con la presencia de estos niveles poco permeables. En base a los datos de microtermometría y fluorescencia se puede establecer que los fluidos del primer evento mineralizante, al momento de la precipitación de la mena, estaban constituidos por un sistema acuoso inorgánico y otro orgánico, entrampados en distintas proporciones, constituyendo un sistema polifásico (heterogéneo).

Los fluidos de un segundo evento mineralizante conformaron los depósitos removilizados de composición barítica. Recientemente, Poonoosamy *et al.* (2016) realizaron ensayos experimentales y observaron la precipitación de baritina luego de la disolución de celestina, la cual fue inducida por la inyección de una solución de BaCl_2 . En las soluciones hidrotermales el Ba es transportado en complejos cloruros hasta encontrarse con el sulfato y precipitar como baritina (Pohl, 2011). La concentración del Ba y Sr en las salmueras cuencales muestran un similar rango de variación entre 0,1 a >1000 mg/l (Hanor, 2004). En la Cuenca Neuquina se ha mencionado la presencia de fluidos saturados en bario con 800 mg/l (Pons *et al.*, 2015). Según de Barrio *et al.* (2008) estos depósitos derivaron de materiales originales que presentaban una predominancia de Sr sobre el Ba. La trampa estos fluidos está representada por cavidades de disolución. Posiblemente, la disolución del manto de composición celestínica-baritocelstínica pudo haberse producido por la reacción de éste con los fluidos calientes que transportaban cloruro de bario. Luego de la disolución el descenso de la temperatura pudo haber causado la saturación y desencadenar la precipitación del sulfato de bario en las cavidades de disolución. Este evento se encuentra muy marcado en el área del Grupo Continental y va perdiendo importancia hacia el distrito de Bajada del Agrio.

Los fluidos de un nuevo evento mineralizante conformaron los depósitos vetiformes de composición celestobarítica asociados a sulfuros, los cuales se encuentran hospedados en fracturas de cizalla. La concentración de sulfuros metálicos (esencialmente galena) en los depósitos vetiformes, hace suponer que solamente en estos ambientes locales se alcanzaron las condiciones óptimas para que haya una precipitación de sulfuros coexistiendo con los sulfatos (Capítulo VII). Posiblemente, la precipitación de baritina enriquecidas en Sr en los depósitos vetiformes esté condicionada por la partición (cantidad de un elemento que es incorporado en la cristalización mineral) del estroncio en baritina que

depende de la relación Ba/Sr, temperatura, presión, velocidad de precipitación, fuerza iónica y la composición de la fase acuosa (Hanor, 1968). Sverjensky (1986) y Leach *et al.* (2010) establecen tres diferentes modelos que explican la depositación de sulfuros. El primero de ellos contempla la mezcla de dos fluidos; uno transporta los metales base y el otro el azufre reducido o el H₂S proveniente de reservorios de gas, cuando ambos fluidos se mezclan se produce la precipitación de los sulfuros. El segundo modelo establece la coexistencia en una misma solución de los metales base y el sulfato, cuando el sulfato reacciona con el metano o la materia orgánica se produce la reducción del azufre y precipita el sulfuro. El tercer modelo plantea que los metales y el azufre reducido son transportados juntos en un fluido ácido a temperaturas $\geq 200^{\circ}\text{C}$. La precipitación estará controlada por la disminución de la temperatura y presión, la variación en el pH, la dilución del fluido y la adición de azufre reducido al fluido.

Las fracturas donde se hospedan los depósitos vetiformes posiblemente favorecieron la mezcla de fluidos, condicionando la migración de H₂S desde la Formación Vaca Muerta y/o Formación Agrio. No se descarta que el contenido orgánico de estas Formaciones haya causado la reducción del sulfato en presencia de metales, condicionando la precipitación de los sulfuros.

VIII.1.5- MODELO ANÁLOGO. SIMILITUDES CON LOS DEPÓSITOS MVT (MISSISSIPPI VALLEY-TYPE)

VIII.1.5.1- GENERALIDADES DE LOS DEPÓSITOS MVT

El término MVT fue asignado a los yacimientos de Pb-Zn, estudiados por primera vez en la cuenca del río Mississippi. Leach y Sangster (1993) los definieron como una familia de minerales epigenéticos precipitados a partir de densas salmueras cuencales, con rangos de temperatura entre 75°C y 200°C, depositados en secuencias carbonáticas de plataforma y sin afinidad genética con actividad ígnea.

En la actualidad los depósitos MVT se consideran como una parte normal de la evolución de una cuenca sedimentaria. Los fluidos presentes durante la evolución de una cuenca se desplazan como respuesta al gradiente hidrostático causado por compactación, al gradiente geotérmico, al relieve topográfico, a la deformación y otros factores (Anderson y Macqueen, 1982). Tales causas producen el cambio constante en la composición química de tales fluidos, condicionando la precipitación mineral y/o el reemplazo de minerales preexistentes.

Estos depósitos presentan aspectos controversiales que están dados por los mecanismos de migración de los fluidos mineralizantes, el ambiente tectónico al que corresponden y los procesos de precipitación de la mena. La aplicación del modelo MVT en otros depósitos en el mundo hospedados en rocas carbonáticas, de bajas a medias temperaturas y ligados a salmueras cuencales llevó a establecer distintos tipos o subtipos. Tritlla *et al.* (2006) los

clasificaron en *Sensu-Stricto*, Alpino-Apalachiano, Irlandés, Laisvall, Fluorítico, de posible afinidad Terlingua y filones con ganga carbonática. Sin embargo, algunos autores no consideran a éstos como subtipos, argumentando que sus características son lo suficientemente diferentes para mantenerlos separados (Leach *et al.*, 2010).

Puente Solís (2007) en base en las características morfológicas, texturales, mineralógicas y geoquímicas consideró a los depósitos del noreste de México como una provincia tipo Mississippi Valley y la denominó Provincia de Yacimientos Estratoligados de Ba, Sr, Zn/Pb, F del NE de México. A su vez planteó la existencia de una zonación vertical de minerales, hacia la parte alta de la secuencia estratigráfica, que está integrada por barita, Zn-Pb, celestina y fluorita. Posteriormente, González Sánchez (2008) y González Sánchez *et al.* (2009) y propuso en base al análisis estratigráfico, estructural, morfológico, mineralógico, textural y geoquímico la Provincia Metalogenética MVT del Noreste de México (PMNM), la cual fue subdividida en cuatro subprovincias en función de la mineralogía predominante en los depósitos: Subprovincia Norte de Fluorita, Central de Barita, Central de Zn-Pb y Sur de Celestina.

Las características diagnósticas más importantes de los depósitos tipo MVT (Ohle, 1959, Anderson y Macqueen, 1982, Sverjensky 1986, Sangster 1990, Leach y Sangster, 1993, Wilkinson, 2001, Paradis *et al.*, 2004, Tritlla *et al.*, 2006, Leach *et al.*, 2010, entre otros) son:

- Las mineralizaciones tienden a localizarse en cuencas sedimentarias o en posición marginal a éstas y se encuentran distribuidas en zonas de varios km² de extensión. Se formaron a poca profundidad (generalmente menos de 1500 m) y están relacionadas tanto a ambientes extensionales como compresionales.

- La distribución suele estar controlada por elementos estratigráficos y estructurales

- La mayoría de estos depósitos se encuentran hospedados en secuencias carbonáticas de plataforma, generalmente dolomitizadas y raramente en areniscas.

- La mineralización es epigenética, estratoligada y los cuerpos presentan con frecuencia relictos de la misma roca hospedante, orientados en forma paralela a la orientación de los estratos y no están asociados temporal ni espacialmente con la actividad ígnea.

- La mena está constituida por sulfuros de plomo y zinc (galena y esfalerita), asociados a sulfuros de hierro (pirita y marcasita). La galena es comúnmente pobre en plata y la esfalerita pobre en hierro. Pueden estar acompañadas de barita, fluorita, celestina, calcopirita o cuarzo, que pueden ocasionalmente llegar a constituir la mayor parte de la mineralización o ser localmente abundantes.

- La morfología de los depósitos es muy variada. Se presenta como mantos estratoligados masivos a bandeados, cavidades de disolución de origen kárstico y/o karst hidrotermal, brechas hidráulicas o de colapso y hasta cementando biostromas, generalmente de rudistas o corales.

-La mineralización y la ganga se encuentran principalmente asociadas a texturas bandeadas de tipo *DCR*, *ritmita* o *cebra*, texturas de relleno de espacios vacíos (drusas, geodas), coloformes y brechas de falla y de colapso.

-La alteración hidrotermal principalmente es dolomitización y calcitización. En menor medida silicificación y argilización. La dolomita se presenta típicamente en hábito de silla de montar o “*saddle dolomite*”.

-Se han formado a partir de soluciones de cuenca similares a las aguas de formación petroleras (salmueras cuencales). Las temperaturas varían entre 50° y 250°C, pero generalmente varían entre 75° y 200°C, dependiendo del subtipo. Las salinidades obtenidas llegan hasta 30% NaCl eq., estando las salmueras esencialmente compuestas por NaCl y CaCl₂.

-Los valores isotópicos de plomo sugieren un origen cortical para los metales, probablemente lixiviados de materiales sedimentarios provenientes de la misma cuenca, o bien de materiales presentes en el basamento. La fuente del azufre se asocia generalmente a una fuente evaporítica (por evaporación de agua marina o lavado de evaporitas), aunque en algunos depósitos se observa un amplio rango en composición.

VIII.1.5.2- Similitudes de las mineralizaciones hospedadas en la Formación Huitrín con los depósitos MVT

En las mineralizaciones baritocelásticas hospedadas en la Formación Huitrín de la Cuenca Neuquina se han reconocido y determinado los siguientes rasgos;

-La morfología de los depósitos de Ba-Sr se presenta básicamente en tres formas: (1) como mantos o lentes reemplazando a las facies carbonáticas y yesíferas, estratoligadas y concordantes con la estratificación; (2) como relleno de cavidades kársticas y/o fracturas, que frecuentemente se encuentran asociadas a texturas de relleno de espacios vacíos (drusas o geodas) y (3) cementando brechas, ya sean de colapso kárstico o tectónicas.

-Se localizan en niveles estratigráficos determinados y bien definidos principalmente en la base del Miembro Troncoso superior y/o en el Miembro La Tosca, asociadas fundamentalmente a rocas carbonáticas y/o evaporíticas.

-La distribución de estos depósitos suele estar controlada por elementos litoestratigráficos (facies de boundstone y evaporíticas, nivel pelítico subyacente), estructurales (flanco de pliegues, fallas inversas, fracturas de cizalla, brechas tectónicas) y/o la combinación de ambos.

-Por encima de la Formación Huitrín se desarrolla una secuencia de *red-beds* constituida por la Formación Rayoso y el Grupo Neuquén.

-No están asociados espacialmente a rocas ígneas si bien en el área de Bajada del Agrio se detectó el afloramiento de un pequeño dique basáltico y anomalías magnéticas de posibles cuerpos en profundidad. Las firmas isotópicas no muestran una procedencia magmática por lo que el magmatismo posiblemente solo favoreció la removilización y circulación de fluidos.

-Los depósitos se encuentran hospedados en la zona externa de la faja plegada y corrida del Agrio (Figura VIII-2). Las estructuras deformacionales que conforman la faja posiblemente actuaron como conductos de ascenso de los fluidos hidrotermales no magmáticos.

-Presencia de texturas bandeadas de tipo *DCR* asociadas a la mineralización, con el desarrollo de dolomitas tipo *saddle* en las bandas carbonáticas. Se observó el crecimiento de cristales de sulfato avanzando a través de los planos de microestilolitas generadas en las bandas carbonáticas.

-En los depósitos mantiformes la alteración hidrotermal identificada fue escasa, dolomitización y argilización, mientras que en las yacencias vetiformes se identificó la alteración supergénica de los sulfuros a compuestos oxidados de plomo (carbonatos y/o sulfatos).

-Se caracterizan por la ausencia de sulfuros de metales base (galena, esfalerita, calcopirita) en los mantos; solamente se detectaron muy escasos sulfuros de Fe en niveles mantiformes de Bajada del Agrio y sulfuros de Pb en las yacencias vetiformes.

-Las temperaturas de homogeneización en inclusiones fluidas acuosas variaron entre 147° y 243°C con salinidades entre 0,18 y 16,67% ClNa eq (Figura VIII-3). En diversas ocasiones se determinó IF trifásicas indicando salinidades >24% NaCl eq. Además, la mineralización se encuentra asociada a inclusiones fluidas de hidrocarburos de base parafínica.

-Los valores isotópicos de $\delta^{34}\text{S}$ obtenidos de las evaporitas asociadas a la mineralización son coherentes con los característicos de aguas marinas mesozoicas. Esto confirma que su procedencia está relacionada a sulfatos precipitados en agua de mar.

-Las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ permiten estimar que la procedencia del estroncio está relacionada con las evaporitas y calizas marinas.

-Los valores isotópicos de azufre obtenidos en muestras de celestobaritinas son en general superiores a las evaporitas mesozoicas, lo que sugiere que existió un fraccionamiento isotópico que los enriqueció.

-La composición isotópica del oxígeno y del carbono de las rocas carbonáticas que constituyen las texturas *DCR* están empobrecidas con respecto a las rocas marinas de la región, hecho que indicaría que recrystalizaron en presencia del fluido mineralizante.

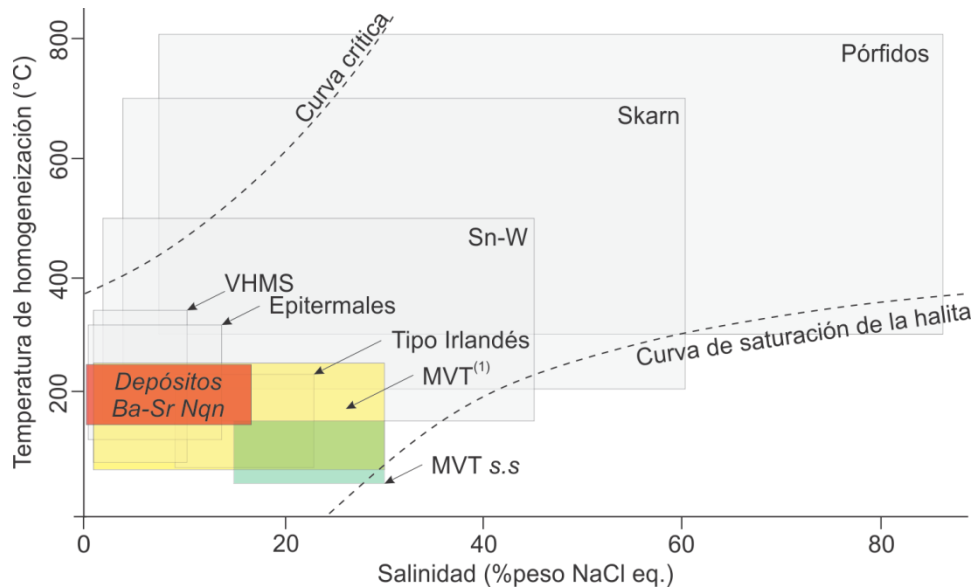


Figura VIII-3. Diagrama temperatura de homogeneización vs. salinidad, ilustrando la distribución esquemática de los principales tipos de yacimientos en comparación con los depósitos de Ba-Sr hospedados en la Formación Huitrín. Modificado de [Wilkinson \(2001\)](#). MVT s.s: sensu stricto. MVT⁽¹⁾: campo general que incluye todos los subtipos.

En el ámbito de la Cuenca Neuquina, cabe destacar que en cercanías del Arroyo Picún Leufú al sur de la localidad de Zapala, [Garrido et al. \(2000\)](#) y [Gómez et al. \(2008\)](#) definieron un depósito de Zn-(Pb) como perteneciente a la tipología Mississippi Valley. Este se encuentra hospedado en un nivel carbonático dolomitizado de la Formación Lajas, sin relación espacial con actividad magmática. Recientemente, [de Barrio et al. \(2014\)](#) clasificaron los depósitos de Ba-Sr de la Cuenca Neuquina en base a la relación espacial que presentaban con la actividad magmática. En los depósitos que no están relacionados espacialmente, más precisamente los niveles estratigráficos carbonáticos y evaporíticos de la Formación Tábanos en el cordón Curymil y del Miembro Troncoso superior de la Formación Huitrín (minas 3, 4 y 5 de noviembre, Santa Bárbara, Grupo Continental y Santa Elena, entre otras) se definieron afinidades con la tipología MVT. En base a las características citadas anteriormente y a las clasificaciones propuestas por [Tritlla et al. \(2006\)](#), [Puente Solís \(2007\)](#), [González Sánchez \(2008\)](#), entre otros, se considera que los depósitos hospedados en la Formación Huitrín ubicados aproximadamente a lo largo del meridiano 70°, presentan características muy similares a los yacimientos tipo Valle del Mississippi constituyendo un subtipo que en esta tesis se lo denomina como **Subtipo celestínico-barítico**.

En la figura VIII-4 se observa la distribución de los depósitos de Ba-Sr-Pb y Cu de la Cuenca Neuquina y su asociación con los principales dominios estructurales. Los depósitos se encuentran hospedados en distintas posiciones de la secuencia sedimentaria y presentan a groso modo una zonación en fajas de dirección noroeste-sureste. Se pueden distinguir los depósitos hidrotermales asociados espacialmente a la actividad magmática, los depósitos

hidrotermales no magmáticos ubicados en posición marginal al magmatismo y los depósitos de cobre sedimentario de tipo “red-bed”.

En primer lugar presentan una génesis relacionada a la circulación de fluidos hidrotermales, consecuencia de la actividad removilizadora del magmatismo terciario del Cinturón Andesítico Naunauco (depósitos de las áreas de Loncopué, Mallín Quemado, Llao Llao, Colipilli). En segundo lugar, presentan una génesis relacionada con la migración y circulación de fluidos hidrotermales no magmáticos, provenientes de salmueras cuencales (distrito Bajada del Agrio, Grupo Continental, Cordón del Salado-Cerro Pichi Mula). Estos se encuentran controlados por las estructuras de la Faja plegada y corrida, con una marcada tendencia a ubicarse hacia el frente de deformación cretácico superior. Por último, se encuentran los depósitos de tipo “red bed” hospedados en las areniscas y conglomerados en el Dorso de los Chihuidos y en la Dorsal de Huincul. La formación de estos depósitos está asociada a múltiples episodios de migración y circulación de fluidos (salmueras cuencales saturadas en bario, hidrocarburos y salmueras ricas en cloruros que transportaron cobre en solución) producto de la tectónica andina durante el Mioceno ([Pons et al., 2014](#), [Rainoldi, 2015](#)).

[Camprubí \(2010\)](#) menciona que algunas tipologías de yacimientos relacionadas con la evolución y circulación de salmueras cuencales presentan zonaciones mineralógicas, térmicas y en composición de fluidos a escala regional. Estas tipologías pueden ser los depósitos tipo Mississippi Valley (MVT) y asociados, depósitos de Cu-Co-U en rocas clásticas (depósitos metalíferos asociados a *red bed*), así como reservorios de hidrocarburos. Los depósitos Ba-Sr hospedados en la Formación Huitrín que se encuentran asociados espacialmente a rocas magmáticas arrojaron temperaturas promedio de 323°C, 276°C, 268°C, mientras que en los depósitos que no están asociados a rocas magmáticas dieron temperaturas promedio de 205°C ([Collao et al., 1998](#)). Esta última es muy próxima a la temperatura de homogeneización promedio obtenida en la presente investigación (197°C). Además se han determinado las temperaturas promedio para los distritos de Bajada del Agrio (205°C), Cordón del Salado y Cerro Pichi Mula (190°C) y Grupo Continental (192°C) al fin de poder ser comparados. [Leal y Mateo \(2015\)](#) obtuvieron temperaturas de homogeneización en baritinas hospedadas en la Formación Agrio en la Sierra de Chorriaca. Los resultados microtermométricos les permitieron definir dos pulsos uno con Th superiores a los 300°C que sería el responsable de la cristalización del mayor volumen de baritina y otro de temperaturas menores (probablemente inferiores a 250 °C) que sería consecuencia de la interacción entre las soluciones hidrotermales y niveles portadores de hidrocarburos. [Collao et al. \(1997\)](#) obtuvieron temperaturas promedio de 245° y 293°C en los mantos de baritina hospedados en la Formación Tábanos en el área de Loncopué, y temperaturas promedio de 252°C en los mantos de baritina hospedados en la Formación Auquillo en el

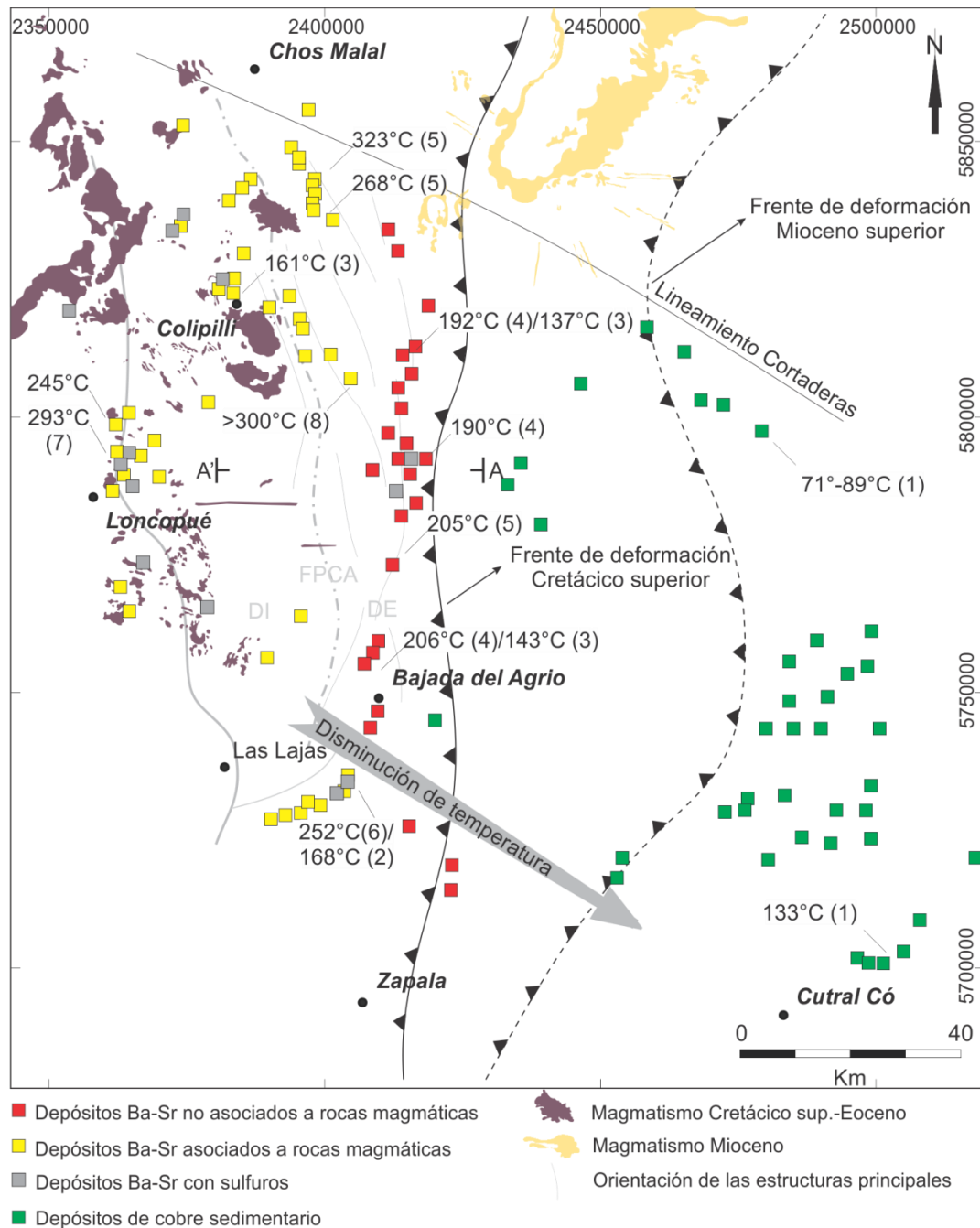


Figura VIII-4. Mapa metalogénico de las principales mineralizaciones epigenéticas asociadas a rocas sedimentarias. Obsérvese el patrón de evolución térmica de las salmueras mineralizantes y la relación espacial que presentan con las estructuras principales y el magmatismo. A'-A: Sección que corresponde a la figura VIII-2. FPCA: faja plegada y corrida del Agrio. DI: Dominio interno. DE: Dominio externo.

área Sierra de la Vaca Muerta. Por otro lado, las temperaturas de formación de los depósitos ubicados en el Dorso de los Chihuidos varían entre 71° y 89°C, mientras que en la Dorsal de Huincul las temperaturas son más elevadas situándose entre 122° y 144°C (Pons et al., 2014, Rainoldi, 2015). En base a dichos autores los fluidos que formaron los depósitos de

cobre sedimentario hospedados en el Grupo Neuquén presentan temperaturas inferiores que las de los depósitos investigados en esta tesis. Teniendo en cuenta todos estos datos y su distribución geográfica, se puede establecer de forma preliminar que los depósitos de Sr-Ba y Cu mantiformes hospedados en distintas posiciones de la secuencia cretácica, asociados a la circulación de fluidos cuencales, estarían conformando una zonación térmica a escala regional controlada a su vez por las fases de deformación andina (Figura VIII-4).

VIII.2- CONCLUSIONES

Las conclusiones más relevantes que se han alcanzado en la presente investigación son la siguientes:

- Los depósitos celestínico-baríticos investigados presentan una tendencia a asociarse con calizas, calizas estromatolíticas, calizas dolomíticas y niveles yesíferos pertenecientes al Miembro Troncoso superior y al Miembro La Tosca de la Formación Huitrín. Los depósitos hospedados en la Formación Huitrín muestran una amplia distribución regional a lo largo del meridiano 70°, con un marcado control litoestratigráfico, paleotopográfico y estructural.
- En base a las características estratigráficas, mineralógicas, petrográfico-texturales y geoquímicas se establece que las mineralizaciones hospedadas en la Formación Huitrín presentan un notable carácter estratoligado-epigenético, no siendo los resultados congruentes con los procesos típicos de un ambiente evaporítico (modelo singenético-evaporítico).
- Las características observadas en las texturas cebradas *DCR*, asociadas a la mineralización mantiforme, están constituidas esencialmente por la alternancia de capas de baritoceléstinas con carbonatos. Se reconocieron además fragmentos relictuales de las rocas carbonáticas originales. Su génesis ha involucrado procesos de reemplazo y relleno observados tanto macro como microscópicamente. Estas texturas se encuentran asociadas a calizas con laminación microbial, muchas veces relacionadas a bioconstrucciones estromatolíticas que funcionaron como trampa de los fluidos.
- Estas calizas laminadas han desempeñado un rol fundamental en la generación de las mineralizaciones, constituyen niveles permeables que favorecieron la circulación de fluidos y que fueron altamente reactivos para los procesos de disolución con posteriores procesos de reemplazo y relleno de oquedades.
- Los rasgos mineralógicos y texturales muestran claras evidencias de disolución de la roca hospedante; posiblemente estos procesos de disolución se deban a la circulación de aguas meteóricas descendentes o por la circulación de fluidos termales (termokarst). Las oquedades presentan texturas de relleno de espacios vacíos (geodas y drusas) y brechas de colapso, donde la depositación epigenética de las mineralizaciones es notable.
- Las temperaturas obtenidas mediante microtermometría de inclusiones fluidas en la mineralización (T_h promedio 197°C con modas de valores máximos de alrededor de

230°-240°C), fueron algo superiores a la temperaturas esperadas para el ambiente diagenético considerado.

- En lo que respecta a la procedencia de esos fluidos responsables de las mineralizaciones, se puede postular una génesis relacionada con fluidos hidrotermales no magmáticos provenientes de salmueras de cuenca o aguas formacionales, movilizadas por los efectos de la anomalía térmica del magmatismo eoceno.
- Las salmueras cuencales, con moderada a elevada salinidad, lixiviaron de la pila sedimentaria los elementos metálicos (esencialmente Ba y Sr de rocas silicoclásticas y carbonáticas) y el azufre (proveniente de los niveles yesíferos evaporíticos). A su vez, estos fluidos deben haber circulado a través de las estructuras falladas y plegadas activas. Cuando las condiciones físico-químicas fueron favorables, se propició el reemplazo y depositación fundamentalmente de especies sulfatadas de Sr y Ba, generándose paragénesis simples prácticamente monominerálicas de baritoceléstinas o celestobaritinas. Por otro lado, la procedencia del Pb en los depósitos vetiformes podría estar posiblemente relacionada a las secuencias pelíticas de interior de cuenca (Fm Vaca Muerta, Fm los Molles y otras). En cuanto al origen del azufre de los sulfuros se considera que está relacionado tanto a procesos de reducción bacteriana del sulfato (BSR), como a reducción termoquímica del sulfato (TSR).
- Las características mineralógicas, texturales y estratigráficas de los depósitos investigados son similares a las observadas en los yacimientos de Ba y Sr hospedados en la Cuenca de Sabinas, NE de México. Esto permite plantear que los depósitos hospedados en la Formación Huitrín presentan características afines a la tipología MVT, denominada en la presente Tesis como **subtipo celestínico-barítico**.
- Si bien aún no se tiene precisión de la edad de la mineralización, se estima que el primer evento de mineralización debe haberse producido hacia fines del Paleógeno, asociado a la dinámica tectonomagmática de la cuenca, mientras que el segundo evento y el tercer evento de mineralización posiblemente ocurrieron durante el Mioceno. Los procesos kársticos sucedidos en tiempos posteriores modificaron y siguen modificando actualmente las mineralizaciones estudiadas.

BIBLIOGRAFÍA

- Abrams, M.J., Ashley, R.P., Rowan, L.C., Goetz, A.F.H. y Kahle, A.B. 1977. Mapping of hydrothermal alteration in Cuprite mining district, Nevada, using aircraft scanner images for the spectral region 0.46 to 2.34 μm . *Geology*, 5: 713-718.
- Aguirre Urreta, M.B. y Rawson, P.F. 1997. The ammonite sequence in the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén basin, Argentina. *Geological Magazine*, 134 (4): 449-458. London.
- Anderson, G.M. y Macqueen, R.W. 1982. Mississippi Valley-type lead zinc deposits. *Geoscience Canada*, 9(2): 108-117.
- Angelelli, V., Schalamuk, I.B. y Arrospide, A. 1976. Los yacimientos no metalíferos y rocas de aplicación de la región Patagonia-Comahue. *Secretaría de Estado de Minería, Anales* 17: 1-146. Buenos Aires.
- Arregui, C., Carbone, O. y Leanza, H. 2011. Contexto tectosedimentario. En: Leanza H, Arregui C, Carbone O, Danieli JC, Vallés J (eds). *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*: 29-36. Buenos Aires.
- Arregui, C. 1993. Análisis estratigráfico paleoambiental de la Formación Tordillo en el subsuelo de la Cuenca Neuquina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. *Actas* 1: 165-170. Mendoza.
- Ashley, R.P. y Abrams, M.J. 1980. Alteration mapping using multispectral images-Cuprite mining district, Esmeralda County, Nevada: U.S. Geological Survey, Open File Report 80-367. 17pp.
- Ayan, T. 1965. Chemical staining methods used in the identification of carbonate minerals. *Bulletin Mineral Research and exploration Institute of Turkey*, 65: 133-147.
- Baranov, V. y Naudy, H. 1964. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, 29: 67-79.
- Barbieri, M., Masi, U. y Tolomeo, L. 1982. Strontium geochemistry in the epithermal barite deposits from the Apuan Alps (Northern Tuscany, Italy). *Chemical Geology*, 35: 351-356.
- Bechtel, A., Shieh, N., Pervaz, M. y Püttmann, W. 1996. Biodegradation of hydrocarbons and biogeochemical sulfur cycling in the salt dome environment: Inferences from sulfur isotope and organic geochemical investigations of the Bahloul Formation at the Bou Grine Zn/Pb ore deposit, Tunisia. *Geochimica et Cosmochimica*, 60(15): 2833-2855.
- Becker, U., Fernández-González, A., Prieto, M., Harrison, R. y Putnis, A. 2000. Direct calculation of the thermodynamic properties of the barite/celestite solid solution from molecular principles. *Physical Chemical Mineralogy*, 27: 291–300.
- Bengochea, L. 1976. Estudio geológico de los yacimientos de baritina-celestina de la provincia de Neuquén, República Argentina. Tesis doctoral. Inédito. 107p.
- Bengochea, L., Mas G.R., Maiza, P.J. y Peral, H.R. 1978. Estudio del yacimiento mina Santa Bárbara, provincia de Neuquén, República Argentina. VII Congreso Geológico Argentino. *Actas*: 89-97. Neuquén.
- Bermúdez, A. y Delpino, D.H. 2008. Concentric and radial joint systems within basic sills and their associated porosity enhancement, Neuquén Basin, Argentina. Thomson, K. y Petford, N. (eds). *Structure and Emplacement of High-Level Magmatic Systems*. Geological Society, London, Special Publications, 302: 185–198.

- Bodnar, R.J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 57: 683-684.
- Bolonin, A.V. y Nikiforov, A.V. 2014. Intermediate sulfates in barite-celestite isomorphic series: Composition and mode of occurrence. *Geology of Ore Deposits*, 56(4): 302-314.
- Boni, M., Parente, G., Bechstädt, T., De Vivo, B. y Lannace, A. 2000. Hydrothermal dolomites in SW Sardinia (Italy): evidence for a widespread late-Variscan fluid flow event. *Sedimentary Geology*, 131: 181-200.
- Bottinga, Y. 1968. Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen isotopic exchange in the system calcite-carbon dioxide-water. *Journal Physical Chemistry*, 72: 800-808.
- Bracaccini, I.O. 1960. Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina. *Petrotecnia. Revista Instituto Argentino del Petróleo*, 10(6): 57-69. Buenos Aires.
- Bracaccini, I.O. 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25 (2): 275-282. Buenos Aires.
- Briqueu, L. Bougault, H. y Joron, J.L. 1984. Quantification of Nb, Ta, Ti, and V anomalies in magmas associated with subduction zones: Petrogenetic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* 68: 297-308.
- Brodtkorb, M.K. de, Ramos, V.A. y Ametrano, S. 1975. Los yacimientos estratoligados de celestina - baritina de la Formación Huitrín y su origen evaporítico. Provincia del Neuquén. Argentina. II Congreso Iberoamericano Geología Económica, 2: 143-168. Buenos Aires.
- Brodtkorb, M.K. de; Schalamuk, I.; Barbieri, M.; Ametrano, S.; Fernández, R.R.; Etcheverry, R. y Aragón, E. 1985. Los yacimientos de baritina y celestina del Mesozoico de Mendoza y Neuquén. Argentina. IV Congreso Geológico Chileno, Actas II: 156-183.
- Brodtkorb, M.K. de, Schalamuk, I.B. y Ametrano, S. 1989. Celestite and barite stratabound orefields in Argentina. *Non-Metalliferous stratabound orefields* (editor M.K. de Brodtkorb): 41-68. Van Nostrand, New York.
- Brodtkorb, M.K.de; Danieli, J.C.; de Barrio, R.E.; Etcheverry, R.O. y Giusiano, A. 1992. Los yacimientos de celestina-baritina, yeso, halita y sales de potasio relacionados a las sedimentitas cretácicas de la cuenca Neuquina, República Argentina. (M.K. de Brodtkorb y José Ferreira de Sousa, editores). En *Recursos minerales y energéticos del Cretácico de América Latina*. IUGS, UNESCO, IGCP, 242: 1-24. La Plata.
- Brodtkorb, M.K de y Etcheverry, R.O. 1994. Diferentes modelos de depósitos de Baritina y Celestina de la Cuenca Neuquina, Argentina. VII Congreso Geológico Chileno 1994. Actas II: 794-798.
- Brodtkorb, M.K.de, Barbieri, M., Žák, K., Hladíková, J., Tassinari, C.; Ametrano, S., Etcheverry, R., de Barrio, R.E., Del Blanco, M. y Danieli, J.C. 1997. Isotope Data on barite and celestite deposits related to three Mesozoic evaitic events of the Neuquén Basin, Argentina. W.Ernst y B.Skinner eds. *International Geology Review*, 39: 307-316.
- Brodtkorb, M.K. de; de Barrio, R.E.; Del Blanco, M.A. y Etcheverry, R.O. 1999. Geología de los depósitos de baritina, celestina, yeso y halita de la Cuenca Neuquina. En *Recursos minerales de la República Argentina* (Ed. Zappettini, E.). Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. Anales 35. Tomo II: 1041-1046. Buenos Aires.

- Brodtkorb, M.K. de y Danieli, J.C. 2011. Yacimientos de baritina y celestina. En: Leanza H, Arregui C, Carbone O, Danieli JC, Vallés J (eds). Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén: 745-754. Buenos Aires.
- Burkhard, A. 1978. Baryt-Celestin und ihre Mischkristalle aus Schweizer Alpen und Jura. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 58: 1–96.
- Cabaleri, N. y Armella, C. 1993. Microfacies y modelo deposicional del Miembro La Tosca (Albiano), Formación Huitrín, en el área de Pampa de la Cueva y Cerro Campana, Zapala, provincia del Neuquén, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 241-248. Buenos Aires.
- Cabanis, B. y Lécocle, M. 1989. Le diagramme La/10 - Y/15 - Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 309: 2023-2039.
- Camprubí, A. 2010. Criterios para la exploración minera mediante microtermometría de inclusiones fluidas. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 62(1): 25-42.
- Carlson, E.H. 1987. Celestine replacements of evaporites. Sedimentary Geology, 54: 93-112.
- Castro Godoy, S.E., Di Tommaso, I.M., Kaku, M., Kohno, I., Marín, G. y Yokokawa, K. 2005. Utilización de datos ASTER para el mapeo geológico y la evaluación del potencial minero en el área de Sierra de Aguilar, provincia de Jujuy, Argentina. Series de Contribuciones Técnicas Proyecto GEOSAT-AR. Mapeo Geológico Regional con la Utilización de Datos Satelitales de Última Generación en la República Argentina. Marín Graciela (Ed.). SEGEMAR. Anales N° 41.
- Cathles, L.M y Smith, A.T. 1983. Thermal constraints on the formation of Mississippi Valley-Type lead-zinc deposits and their implication for episodic basin dewatering and deposit genesis. Economic Geology, 78: 983-1002.
- Cazau, L.B. y Uliana, M.A. 1973. El Cretácico superior continental de la Cuenca Neuquina. V Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 131-163.
- Cesaretti, N.N. y Domínguez, E.A. 1997. Inclusiones fluidas y porosidad: indicadores diagenéticos y sus implicancias oleogénicas en la Formación Yacoraite (Cretácico - Terciario). Subcuenca de Lomas de Olmedo. Cuenca Cretácica del Noroeste Argentino. Asociación Geológica Argentina. Revista, 52: 1-25. Buenos Aires.
- Cesaretti, N.N., Gómez, C., Garrido, M. y Domínguez, E. 2002. Fluidos orgánicos asociados a una mineralización de tipo MVT en la Cuenca Neuquina. Formación Lajas. Actas del XV Congreso Geológico Argentino. Calafate.
- Clark, D.A. 1997. Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys. AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, 17(2): 83–103.
- Clark, R.N., Swayze, G.A., Wise, R., Livo, E., Hoefen, T., Kokaly, R. y Sutley, S.J. 2007. The U.S. Geological Survey, Digital Spectral Library. Online at <http://speclab.cr.usgs.gov>.
- Claypool, G.E., Holser, W.T., Kaplan, I.R., Sakai, H. y Žak, I. 1980. The age curves of sulphur and oxygen isotopes in marine sulphates and their mutual interpretation. Chemical Geology, 28: 199-260.

- Cobbold, P.R. y Rossello, E.A. 2003. Aptian to Recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 20: 429-443.
- Cobbold, P.R., Ruffet, G., Leith, L., Loseth, H., Rodrigues, N., Galland, O. y Leanza, H.A. 2011. Combustibles sólidos (asfaltita). En: Leanza H, Arregui C, Carbone O, Danieli JC, Vallés J (eds). *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*: 689-695. Neuquén.
- Coleman, M. L. y Moore, M. P. 1978. Direct reduction of sulfates to sulfur dioxide for isotopic analysis. *Analytical Chemistry*, 50(11): 1594-1595.
- Collao, S., Brodtkorb, M.K. de y Etcheverry, R.O. 1998. Inclusiones fluidas en celestinas de los yacimientos de la Formación Huitrín, provincia de Neuquén, Argentina. *XL Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte. Anais*: 174.
- Collao, S. 1997. Inclusiones fluidas en los depósitos de barita y celestita de la provincia de Neuquén Argentina. *Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Chile*. 18pp. Inédito.
- Corbella, M., Cardellach, E. y Ayora, C. 2007. Disolución y precipitación de carbonatos en sistemas hidrotermales. Implicaciones en la génesis de depósitos tipo MVT: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 59(1): 83-99.
- Crosta A.P., De Souza Filho C.R., Azevedo F. y Brodie C. 2003. Targeting key alteration minerals in epithermal deposits in Patagonia, Argentina, using ASTER imagery and principal component analysis: *international journal remote sensing*, 24 (21): 4233-4240.
- Cullers, R.L. y Gnaf, J.L. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust; predominantly basic and ultrabasic rocks. In *Rare Earth Element Geochemistry* (P. Henderson, ed.). Elsevier, Amsterdam. 237 -274.
- Danderfer, J.C. 1990. Prospección de dolomitas: Área de reserva Zapala. *Dirección General de Minería de la provincia del Neuquén*. Inédito.
- Danderfer, J.C. 1993. Recursos dolomíticos y calizas de la reserva Cerro Partido. *Corporación Minera del Neuquén S.E.P. (CORMINE)*. Inédito.
- de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O. y Risi, D. 1992. Guías de prospección de depósitos celestínico-baríticos cretácicos del noroeste de la provincia de Neuquén. Argentina. *VI Congreso Nacional de Geología Económica*: 357-363.
- de Barrio, R.E. 1999. Los depósitos de celestina (baritina) relacionados a la Formación Huitrín, provincia del Neuquén. En *Recursos minerales de la República Argentina* (Edit. Zappettini, E. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. *Anales* 35, II: 1095-1102.
- de Barrio, R.E., Botto, I.L., Del Blanco, M.A., García, M.L., Ramis, A. y Ametrano, S. 2008. Características mineralógicas y espectroscópicas (FTIR) de baritinas y celestinas (FTIR) de sulfatos de Ba y Sr de depósitos emplazados en la secuencia jurásico-cretácica de la Cuenca Neuquina. *IX Congreso de Mineralogía y Metalogenia*.
- de Barrio, R.E., Del Blanco, M., García, M. Martín-Izard, A. 2009. Estructuras estromatolíticas y su relación con las mineralizaciones de Ba-Sr emplazadas en la Formación Huitrín, Cuenca Neuquina. *IX Congreso Argentino de Geología Económica*: 45-51. Buenos Aires.

- de Barrio, R.E y Vergani, G. 2011. Las mineralizaciones de celestina-baritina y la Formación Huitrín (Cretácico inferior), provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino. Neuquén.
- de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O, Del Blanco, M.A., Domínguez, E.A., Recio Hernández, C., Escobar, R.I. y Salvioli, M.A. 2014 Nuevos datos y esquemas genéticos de los depósitos barítico-celestínicos vinculados a la secuencia jurásico-cretácica de la Cuenca Neuquina en la provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 71 (2): 184-200.
- de Ferrariis, C. 1947. Edad del arco o dorsal antigua del Neuquén oriental de acuerdo con la estratigrafía de la zona inmediata. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 2(3): 256-283. Buenos Aires.
- de Ferrariis, C. 1968. El Cretácico del norte de la Patagonia. III Jornadas Geológicas Argentinas. Actas 1: 121-144. Buenos Aires.
- Decrée, S., Marignac, C., De Putter, T., Deloule E., Liégeois, J.P. y DemaiFFE, D. 2008. Pb–Zn mineralization in a Miocene regional extensional context: The case of the Sidi Driss and the Douahria ore deposits (Nefza mining district, northern Tunisia). *Ore Geology Reviews*, 34: 285–303.
- Del Blanco, M., de Brodtkorb, M. K. y Tassinari, C. 1996. Datos preliminares de isótopos de plomo en yacimientos de la cuenca Neuquina, República Argentina. XXXIX Congreso Brasileiro de Geología, IGP proyect 342: Age and isotopes of South American ores: 270-273.
- Del Blanco, M.A. y Barbieri, M. 1999. Depósitos de baritina y celestina asociados a las Formaciones La Manga y Auquilco, Mendoza y Neuquén. En Zappettini, E. (ed.) Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. Anales 35: 1057-1069. Buenos Aires.
- Dellapé, D.A., Mombrú, C., Pando, G.A., Riccardi, A.C., Uliana, M.A. y Westermann, G.E. 1978. Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Con consideraciones sobre la distribución y significado de las sedimentitas Lotenianas. *Obra Centenario Museo de La Plata, Paleontología*, 5: 81-105.
- Digregorio, J.H. 1972. Neuquén. En: Leanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 439-506.
- Digregorio, J.H. y Uliana, M.A. 1980. Cuenca Neuquina. En: Turner, J.C.M. (Ed.): *II Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 2: 985-1032. Córdoba.
- Embry, A.F. y Klován, J.E. 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T.: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.
- Escobar, R.I., de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O. y Recio Hernández, C. 2013. Características litoestratigráficas y geoquímicas de los depósitos celesto-baríticos del Grupo Continental, Provincia del Neuquén. X Congreso Argentino de Geología Económica. Actas: 9-25. San Juan.
- Escobar, R.I., Ballivián, C.A, Nigro, J., Cavarozzi, C., de Barrio, R.E. y Etcheverry R.O. 2015. Hallazgo de magmatismo andesítico en el área del río Salado, sector central de la provincia del Neuquén. III Simposio de Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada (PIMA), 64-65. Río Negro.
- Esquevin, J. 1969. Influencié de la composition chimique des illites sur leur cristallinite. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 3 (1): 147-153.

- Feely, M., Costanzo, A. y O'Rourke, B. 2013. The Application of Fluid Inclusion Studies to Investigations of Hydrocarbon Systems. Atlantic Ireland Conference. Poster. Dublín.
- Fester, G.A. y Cruellas, J. 1949. Las asfaltitas y sus relaciones con el petróleo. Sociedad Geológica del Perú, 2: 1-12.
- Fontboté, L. y Amstutz, G.C. 1980. New observation on diagenetic crystallization rhythmites in the carbonate facies of the Triassic of the Alpujarrides (Betic Cordillera, Southern Spain). Comparison with other diagenetic rhythmites. Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas de la Diputación de Barcelona, 34: 290-310.
- Franzese, J.R. 1995. El Complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): parte de un cinturón metamórfico Neopaleozoico del Gondwana suroccidental. Revista Geológica de Chile, 22(2): 193-202.
- Franzese, J.R. y Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic–Early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. Journal of South American Earth Sciences, 14: 257–270.
- Franzese, J.R., Spalletti, L.A., Gómez Pérez, I. y Macdonald, D. 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32°–54°S). Journal of South American Earth Sciences, 16: 81–90.
- Gabriele, N. A. 1992. Sales de Potasio de la Formación Huitrín (Cretácico inferior), provincias de Mendoza y Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47(3): 305-316. Buenos Aires.
- García Veigas J., Rosell, L., Cendón, D.I., Gibert, L., Martín, J.M., Torres Ruiz, J. y Ortí, F. 2014. Large celestine orebodies formed by early-diagenetic replacement of gypsified stromatolites (Upper Miocene, Montevive–Escúzar deposit, Granada Basin, Spain). Ore Geology Reviews, 64: 187–199.
- Garrido, A.C. 2010. Estratigrafía del Grupo Neuquén, Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina (Argentina): nueva propuesta de ordenamiento litoestratigráfico. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, 12(2): 121-177.
- Garrido, M., Barra, F., Domínguez, E. Ruiz, J y Valencia, V.A. 2008. Late Carboniferous porphyry copper mineralization at La Voluntad, Neuquén, Argentina: Constraints from Re–Os molybdenite dating. Mineralium Deposita, 43: 591–597
- Garrido, M., Domínguez, E., Gómez, M.C, Cesaretti, N. y Aliotta, G., 2000. Una mineralización de Zn-Pb de tipo MVT en la Cuenca Neuquina. Actas del V Congreso de Mineralogía y Metalogenia, 164-170. Buenos Aires.
- Garven, G. 1985. The role of regional fluid in the genesis of the Pine Point deposit, Western Canada sedimentary basin. Economic Geology, 80: 307-324.
- Garven, G. y Freeze R.A. 1984. Theoretical analysis of the role of groundwater flow in the genesis of the stratabound ore deposits. Mathematical and numerical model: American Journal of Science, 284:1085-1124.
- Giusiano, A. y Bouhier, E. 2009. Mineralización de Cu en el Grupo Neuquén vinculada a la migración de hidrocarburos. Dorso de los Chihuidos, Neuquén, Argentina: Boletín de Informaciones Petroleras, Cuarta Época, 5(11): 6-18.

- Gómez, M.C., Garrido, M., Cesaretti, N y Domínguez, E. 2008. Petrografía y geoquímica de la dolomía hospedante de una mineralización de Zn y Pb. Puesto Gregor, Neuquén, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 15(1): 27-36.
- González Sánchez, F. 2008. Caracterización y génesis de los yacimientos minerales estratoligados de celestina, barita, fluorita y plomo-zinc del noreste de México. Tesis doctoral. Universidad Nacional Autónoma de México. Inédito. 245p.
- González Sánchez, F., Puente Solís, R.; González Partida, E. y Camprubí, A. 2007. Estratigrafía del Noreste de México y su relación con los yacimientos estratoligados de fluorita, barita, celestina y Zn-Pb. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. LIX (1): 43-62.
- González Sánchez, F., Camprubí, A., González Partida, E., Puente Solís, R., Canet, C., Centeno-García, E. y Atudorei, V. 2009. Regional stratigraphy and distribution of epigenetic stratabound celestine, fluorite, barite and Pb-Zn deposits in the MVT province of northeastern Mexico. *Mineralium Deposita*, 44(3): 343-361.
- González-Partida, E., Carrillo-Chávez, A., Grimmer, J.O.W., Pironon, J., Mutterer, J., Levresse, G. 2003. Fluorite - deposits at Encantada-Buenavista, Mexico: products of Mississippi Valley type processes. *Ore Geology Review*, 23: 107-124.
- González-Partida, E.; Camprubí, A.; Canet, C. y González-Sánchez, F. 2008a. Fisicoquímica de salmueras e hidrocarburos en cuencas petroleras y en depósitos minerales tipo Mississippi Valley y asociados. Parte I: temperatura, presión y composición de inclusiones fluidas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 60(1): 11-22.
- González-Partida, E.; Camprubí, A.; Morales-Puente, P.; Cienfuegos-Alvarado, E.; Canet, C. y González-Sánchez, F. 2008b. Fisicoquímica de salmueras e hidrocarburos en cuencas petroleras y en depósitos minerales tipo Mississippi Valley y asociados Parte II: ejemplos de la Cuenca de Sabinas y la Cuenca del Sureste, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 60(1): 23-42.
- Gordon, L., Reimer, C.C. y Burit, P.B. 1954. Distribution of strontium within barium sulfate precipitated from homogeneous solution. *Analytical Chemistry*, 26: 842-846.
- Gorzawski, H., Fontbote, L., Sureau, J.F. y Calvez, J.Y. 1989. Strontium isotope trends during diagenesis in ore-bearing carbonate basins. *Geologische Rundschau*, 78 (1): 269-291.
- Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Geología y Minería, Publicación 58: 1-109. Buenos Aires.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1(3): 177-208. Buenos Aires.
- Groeber, P. 1952. La serie andesítica patagónica, sus relaciones, posición y edad. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 9(1): 39-42. Buenos Aires.
- Gulisano, C.A. 1981. El ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. VIII Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 579-592. Buenos Aires.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A. y Digregorio, R.E. 1984a. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano - Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta - Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia del Neuquén. IX Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 221-235. Buenos Aires.

- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. y Digregorio, R.E. 1984b. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica al oeste de la provincia del Neuquén. IX Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 236-259. Buenos Aires.
- Gulisano, C. A. y Hinterwimmer, G. 1986. Facies deltaicas del Jurásico medio en el oeste de Neuquén. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época. 8: 2-31.
- Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A.R. 1994. The Jurassic of the Neuquén Basin, Neuquén Province. Field guide. Secretaría de Minería de la Nación. Asociación Geológica Argentina, 111p. Buenos Aires.
- Gutiérrez Pleimling, A.R. 1991. Estratigrafía de la Formación Huitrín: un estudio puntual sobre la ruta Nacional Nº 40, provincia del Neuquén. Boletín de Informaciones Petroleras: 85-100.
- Hanor, J.S. 1968. Frequency distribution of compositions in the barite-celestite series. The American Mineralogist, 53: 1215-1222.
- Hanor, J. S. 1980. Dissolved methane in sedimentary brines: Potential effect on the PVT properties of fluid inclusions: Economic Geology, 75: 603-609.
- Hanor, J.S. 1987. Origin and migration of subsurface sedimentary brines. Lecture notes for short course Nº 21. Sponsored by Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. 247p.
- Hanor, J.S. 2000. Barite-celestine geochemistry and environment of formation. Sulfate minerals- Crystallography, geochemistry and environmental significance. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 40: 193-275.
- Hanor, J.S. 2004. A model for the origin of large carbonate- and evaporite-hosted celestine (SrSO_4) deposits. Journal of Sedimentary Research, 74 (2): 168-175.
- Hayase, K. y Bengochea, A.L. 1975. Consideraciones sobre la génesis de algunos yacimientos de baritina-celestina; provincia de Neuquén; República Argentina. II Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 2: 295-314. Buenos Aires.
- Hayase, K., Mas, G.R. y Bengochea, L. 1977. Synthesis of barium-strontium sulphate solid solution and some considerations on the genesis of barite-celestite deposits in Neuquén province, Argentina. The Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists, 72(3): 93-102.
- Herrero Ducloux, A. 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extraandino. Boletín de Informaciones Petroleras, 23(226): 245-281. Buenos Aires.
- Hoefs, J. 2009. Stable Isotope Geochemistry. Springer. 237p.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A. y Veiga, G. 2005. The Neuquén Basin: an overview. En Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.) The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics. Geological Society, London, Special Publications, 252: 1-14.
- Hudson, J.D. 1977. Stable isotopes and limestones lithification. Journal of Geology Society London, 133: 637-660.
- Hutchison, C.H. 1974. Laboratory handbook of petrographic techniques. J. Wiley & Sons, New York. 527 p.

- Irvine, T. y Baragar, W. 1971. Guide to the chemical classifications of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8: 523-548.
- Jackson, S.A. y Beales, F.W. 1967. An aspect of sedimentary basin evolution: the concentration of Mississippi Valley-type ores during the late stages of diagenesis. *Bulletin of the Canadian Society of Petroleum Geologists*, 15 (4): 393- 433.
- Jébrak, M. 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews*, 12: 111-134.
- Kääb, A. 2005. Remote Sensing of Mountain Glaciers and Permafrost Creep. *Geographisches Institut der Universität Zürich*. 266 pp.
- Kay S.M. y Copeland, P.C. 2006. Early to middle Miocene backarc magmas of the Neuquén Basin: Geochemical consequences of slab shallowing and the westward drift of South America. In: Kay, S., Ramos, V.A. (Eds.), *Late Cretaceous to Recent Magmatism and Tectonism of the Southern Andean Margin at the Latitude of the Neuquén Basin (36°-39°S)*. *Geological Society of America Special Papers*, 407: 185-213
- Kay, S.M., Burns, W.M., Copeland, P.C. y Mancilla, O. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the Northern Neuquén Basin. In: Kay, S., Ramos, V.A. (Eds.), *Late Cretaceous to Recent Magmatism and Tectonism of the Southern Andean Margin at the Latitude of the Neuquén Basin (36°-39°S)*. *Geological Society of America Special Papers*, 407: 19-60.
- Kesler, S.E. y Jones, L.M. 1981. Sulfur- and strontium-isotopic geochemistry of celestite, barite and gypsum from the Mesozoic basins of North-Eastern Mexico. *Chemical Geology*, 31: 211-224.
- Kontak, D.J. y Sangster, D.F. 1995. Aqueous and liquid petroleum inclusions in barite from the Walton Deposit, Nova Scotia, Canada: A Carboniferous, Carbonate-Hosted Ba-Pb-Zn-Cu-Ag deposit. *Economic Geology*, 93: 845-868.
- Krebs, W. y Macqueen, R. 1984. Sequence of diagenetic and mineralization events, Pine Point lead property, Northwest Territories, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 32: 434-464.
- Kretz, R. 1983. Symbols of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277–279.
- Kübler, B. 1967. La cristallinité de Illité et les zones tout à fait supérieures dumétamorphisme. En: *Etages Tectoniques-Colloque de Neuchatel*, 105-122. Suiza.
- Kusakabe, M. y Robinson, B.W. 1977. Oxygen and sulfur isotopic equilibria in the $\text{BaSO}_4\text{-HSO}_4^- \text{- H}_2\text{O}$ system from 110° to 350°C and applications. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 41: 1033-1040.
- Lambert, L.R. 1956. Descripción geológica de la Hoja 35 b, Zapala, Territorio Nacional del Neuquén. *Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín* 83: 1-93. Buenos Aires.
- Lazo, D.G. y Damborenea, S.E. 2011. Barremian bivalves from the Huitrín Formation westcentral Argentina: Taxonomy and paleoecology of a restricted marine association. *Journal of Paleontology*, 85(4): 719-743.
- Leach, D.L., Taylor, R.D., Fey, D.L., Diehl, S.F. y Saltus, R.W. 2010. A deposit model for Mississippi Valley-Type lead-zinc ores. In: *Mineral deposit models for resource assessment*. U.S. Geological Survey. 64p.

- Leach, D.L. y Sangster, D.F. 1993. Mississippi Valley Type lead-zinc deposits: Geological Association of Canada Special Papers, 40: 289–314.
- Leal, P.R. y Mateo, P. 2015. Paragénesis y microtermometría de las manifestaciones de baritina del anticlinal Chorriaca, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 72(2): 195-209.
- Leanza, H.A. 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico - Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28(2): 97-132. Buenos Aires.
- Leanza, H.A., Marchese, H.G. y Riggi, J.C. 1977. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los paralelos 35° y 40° L.S., Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32(3): 190-208.
- Leanza, H.A. 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45(3-4): 272-299.
- Leanza H.A. y Hugo, C.A. 1997. Hoja Geológica 3969-III, Picún Leufú, provincias del Neuquén y Río Negro. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina a escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. Boletín 218: 1-135.
- Leanza, H.A, Hugo, C., Repol, D., González, R. y Danieli, J., 2001 (2005). Hoja Geológica 3969-I Zapala, Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, SEGEMAR. 128pp. Buenos Aires.
- Leanza, H.A. 2003. Las sedimentitas huirinianas y rayosianas (Cretácico inferior) en el ámbito central y meridional de la Cuenca Neuquina, Argentina, SEGEMAR. Serie Contribuciones Técnicas, Geología, 2: 1-31. Buenos Aires.
- Leanza, H.A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 11(2): 145-184. Buenos Aires.
- Leanza, H.A, Sattler, F., Martinez, R.S. y Carbone, O. 2011. La Formación Vaca Muerta y equivalentes (Jurásico Tardío - Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza H, Arregui C, Carbone O, Danieli JC, Vallés J (eds). *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*: 113-129. Neuquén.
- Legarreta, L. 1985. Análisis estratigráfico de la Formación Huitrín (Cretácico inferior), provincia de Mendoza. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Inédito. 197pp.
- Legarreta, L. 2002. Eventos de desecación en la Cuenca Neuquina: depósitos continentales y distribución de hidrocarburos. 5º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Actas CD, 20pp. Mar del Plata.
- Legarreta, L. y Boll, A. 1982. Formación Huitrín. Análisis estratigráfico y esquema prospectivo. Pcia de Mendoza. Yacimientos petrolíferos Fiscales. Buenos Aires. Inédito.
- Legarreta, L. y Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior–Terciario inferior, Argentina). En: Chebli, G. y Spalletti, L. (eds.) *Cuencas*

- Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, 6: 221–243.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back arc basin fill, Central Argentine Andes. In: MacDonald, D. I. M. (ed.) Sedimentation, Tectonics and Eustasy – Sea-level Changes at Active Margins. International Association of Sedimentologists, Special Publications, 12: 429–450.
- Legarreta, L. y Uliana, M. A. 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. 120: 303-330.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1999. Facies Sedimentarias. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. En: Caminos, R. (Ed.): Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales Geología Argentina. Anales 29(16): 399-432. Buenos Aires.
- Legarreta, L., Laffite, G.A. y Minniti, S.A. 1999. Cuenca Neuquina: Múltiples posibilidades en las series Jurásico-Cretácicas del depocentro periandino. IV Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas 1: 145-175.
- Li, Y.B. y Liu, J.M. 2006. Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 70: 1789-1795.
- Llambías, E.J. 1986. Intrusivos pérmicos del sur de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41(1-2): 22-32.
- Llambías E.J. y Malvicini, L. 1978. Geología, petrología y metalogénesis del área de Colipilli, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33(4): 257-276. Buenos Aires.
- Llambías, E.J. y Rapela, C.W. 1987. Las vulcanitas de Colipilli y sus relaciones con las provincias volcánicas del Terciario inferior de Neuquén-Mendoza y Patagonia. X Congreso Geológico Argentino (San Miguel de Tucumán). Actas 4: 249-251.
- Llambías, E.J. y Rapela, C.W. 1989. Las volcanitas de Colipilli, Neuquén (37°S) y su relación con otras unidades paleógenas de la cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44: 224–236. Buenos Aires.
- Llambías, E.J. y Aragón, E. 2011. Volcanismo Paleógeno. En: Leanza H, Arregui C, Carbone O, Danieli JC, Vallés J (eds). Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. 265-274. Neuquén.
- Llambías, E.J. y Sato, A.M. 2011. Ciclo Gondwánico: La provincia magmática Choiyoi en Neuquén. En: Leanza H, Arregui C, Carbone O, Danieli JC, Vallés J (eds). Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. 53-62. Neuquén.
- Llambías, E.J., Leanza, H.A. y Carbone, O. 2007. Evolución tectonomagmática durante el Pérmico al Jurásico Temprano en la cordillera del Viento (37° 05' S – 37° 15' S): nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(2): 217-235.

- Logan, B.W., Rezak, R. y Ginsburg, R.N. 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journal of Geology*, 72: 62-83.
- Lugli, S., Torres-Ruiz, J., Garuti, G. y Olmedo, F. 2000. Petrography and geochemistry of the Eugui Magnesite Deposit (Western Pyrenees, Spain): evidence for the development of a peculiar zebra banding by dolomite replacement. *Economic Geology*, 95: 1775-1791.
- Machel, H.G. 2001. Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings: old and new insights. *Sedimentary Geology*, 140: 143-175.
- Machel, H.G., Krouse, H.R., Sassen, R. 1995. Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction. *Applied Geochemistry*, 10: 373-389.
- Malinin, S.D. y Urusov, V.S. 1983. The experimental and theoretical data on isomorphism in the (Ba, Sr) SO₄ system in relation to barite formation. *Geokhimiya*, 9: 1324–1334. Rusia.
- Marchionni, D.S., Del Blanco, M.A. y de Barrio, R.E. 2011. Análisis e interpretación de imágenes ETM+ de Landsat-7 y Aster de Terra para la discriminación de unidades calcáreas y evaporíticas mesozoicas en la Cuenca Neuquina. XVIII Congreso Geológico Argentino. Actas S16-Depósitos minerales en la Argentina: Modelos y técnicas de exploración. Neuquén.
- Mars, J.C. y Rowan L.C. 2010. Spectral assessment of new ASTER SWIR surface reflectance data products for spectroscopic mapping of rocks and minerals. *Remote Sensing of Environment*, 114: 2011-2025.
- Martínez, A., Montenegro, T. y Pazos, P. 2008. Cristales de halita en tolva, distrito continental, Formación Huitrín, Neuquén. Actas del XVII Congreso Geológico Argentino. Actas: 627. San Salvador de Jujuy.
- Más, G. R., Bengochea, L., Más, L.C. y Cesaretti, N. 2008. Agregados de calcita-ankerita en tolvas romboédricas. XVII Congreso Geológico Argentino. Actas T3: 1372. San Salvador de Jujuy.
- Más, G., Cesaretti, N. y Más, L.C. 2011. Fluidos orgánicos asociados a la cristalización de ankerita saddle en la Formación Huitrín, Cuenca Neuquina. XVIII Congreso Geológico Argentino. Actas S13-Rocas carbonáticas y evaporíticas. Neuquén.
- Masarik, M.C. 2002. Reservorio del Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín. En: Schiuma, M., Hinterwimmer, G. and Vergani, G. (Eds.), Rocas Reservorio de las cuencas productivas de la Argentina. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. 427-431. Mar del Plata.
- Mateo Fernández Caso, P.M; Montero, D.G; Leal, P.R y Ramos, V.A. 2011. Petrología y geoquímica del magmatismo Cretácico Superior- Eoceno en el área de Pichaihue, Provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 68 (2): 173-184.
- Matheos, S.D. 1988. Sedimentología y geoquímica de las sedimentitas carbonáticas jurásicas del sector sur de la Cuenca Neuquina. Universidad Nacional de La Plata. Tesis Doctoral. Inédito. 223p.
- McDonough, W.F. y Sun, S.S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223-253.
- Méndez, V., Zanettini, J.C.M. & Zappettini, E.O. 1995. Geología y metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico, SEGEMAR. Anales 23: 1-190.

- Merino, E., Canals, A. y Fletcher, R.C. 2006. Genesis of self-organized zebra textures in burial dolomites: displacive veins, induced stress, and dolomitization. *Geologica Acta*, 4(3): 383-393.
- Moore, D.M. y Reynolds, R.C. Jr. 1989. X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press. 329 pp.
- Moore, D.M. y Reynolds, R.C., Jr. 1997. X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press. 378 pp.
- Mosquera, A. y Ramos, V.A., 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment, *in* Kay, S.M., and Ramos, V.A., eds., Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat): Geological Society of America Special Paper, 407: 97–123.
- Naipauer, M., Tunik, M., Marques, J. C., Rojas Vera, E. A., Vujovich, G. I., Pimentel, M. M. y Ramos, V. A. 2014. U–Pb detrital zircon ages of Upper Jurassic continental successions: implications for the provenance and absolute age of the Jurassic-Cretaceous boundary in the Neuquén Basin. In: Sepúlveda, S.A., Giambiagi, L.B., Moreiras, S.M., Pinto, L., Tunik, M., Hoke, G.D. & Farías, M. (eds) Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina. Geological Society, London, Special Publications. 399p.
- Nickless, E.F.P., Booth, S.J. y Mosley, P.N. 1975. Celestite deposits of the Bristol area. *Institute of Mining and Metallurgy. Transactions*, 84: 62–63.
- Nickelsen, B., Merrill, D. y Allen, R. 1985. Depositional environment and hydrocarbon potential of the Upper Jurassic La Manga and Auquilco Formations, Neuquén Province, Argentina. *Earth Sciences and Resources Institute. University of South Carolina*.
- Nielsen, P., Swennen, R., Muchez, P.H. y Keppens, E. 1998. Origin of Dinantian zebra dolomites south of the Brabant-Wales Massif, Belgium. *Sedimentology*, 45: 727-743.
- Ninomiya, Y. 2004. Lithologic mapping with multispectral ASTER TIR and Swir data. *Sensors, Systems, and Next-Generation Satellites VII*. Edited by Meynart, Roland; Neeck, Steven P.; Shimoda, Haruhisa; Lurie, Joan B.; Aten, Michelle L. *Proceedings of the SPIE*. 5234: 180-190.
- Ohle, E.L. 1959. Some considerations in determining the origin of ore deposits of the Mississippi Valley-Type. Part I: *Economic Geology*, 54: 769–789.
- Ohmoto, H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. En: J.W. Valley, H.P. Taylor Jr. and J.R. O'Neil (Editors), *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 16: 491-560.
- Ohmoto, H. y Rye, R.O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon. En: H.L. Barnes (Editor). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd ed. Wiley, New York, 509-561.
- Ohmoto, H., Lasaga, A.C. 1982. Kinetics of reactions between aqueous sulfates and sulfides in hydrothermal systems. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 46: 1727-1745.
- Oliveri, J., Zakalik, B. y Juarez, M. 1964. Estudio geológico-económico preliminar de yacimientos de baritina de la provincia de Neuquén. *Servicio Nacional Minero Geológico. Carp. 604 y 104*, Buenos Aires.
- Orti, F., Helvacı, C., Rosell, L. y Gundogan, I. 2002. Sodium sulphate deposits of Neogene age: the Kirmir Formation, Bey pazari Basin, Turkey: *Sedimentary Geology*, 146: 305-355.

- Paradis, S., Hannigan, P. y Dewing, K. 2004. Mississippi valley-type lead-zinc deposits (MVT). Geological Survey of Canada.
- Pierre, C. 1985. Isotopic evidence for the dynamic redox cycle of dissolved sulphur compounds between free and interstitial solutions in marine salt pans. *Chemical Geology*, 53: 191–196.
- Plumlee, G.S., Leach, D.L., Hofstra, A.H., Landis G.P., Rowan, E.L. y Viets, J.G. 1994. Chemical reaction path modeling of ore deposition in Mississippi Valley-type Pb-Zn deposits of the Ozark Region, U.S. midcontinent. *Economic Geology*, 89: 1361-1383.
- Podwysoki, M.H., Segal, D.B. y Abrams, M.J. 1983. Use of multispectral images for assessment of hydrothermal alteration in the Marysvale, Utah, mining area. *Economic Geology*, 78: 675-687.
- Pohl, W.L. 2011. *Economic Geology Principles and Practice: Metals, Minerals, Coal and Hydrocarbons - Introduction to Formation and Sustainable Exploitation of Mineral Deposits*. 680pp.
- Pollastro, R.M. 1993. Considerations and applications of the illite/smectite geothermometer in hydrocarbon-bearing rock of miocene to mississippian age. *Clays and Clay Minerals*, 41(2): 119-133.
- Ponce, J.J., Zavala, C., Marteau, M. y Dritanti D. 2002. Análisis estratigráfico y modelo deposicional para la Formación Rayoso (Cretácico Inferior) en la Cuenca Neuquina, provincia del Neuquén. En: Cabaleri N., Cingolani, C.A., Linares, E., López De Luchi, M.G., Ostera, H.A. y Panarello, H.O. (Eds.): XV Congreso Geológico Argentino. Actas CD –ROM artículo 235. El Calafate.
- Pons, M.J., Franchini, M., Giusiano, A., Maydagán, L. y Rainoldi, A.L. 2014. Mineralización de Cu (V-U) en la formación Huincul, prospecto Tordillos, cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71 (4):
- Prieto M., Putnis A. y Fernández-Díaz L. 1993 Crystallization of solid solutions from aqueous solutions in a porous medium: Zoning in (Ba,Sr)SO₄. *Geological Magazine*, 130: 289–299.
- Prieto, M., Fernández-González, A., Putnis, A. y Fernández Díaz, L. 1997. Nucleation, growth, and zoning phenomena in crystallizing (Ba,Sr)CO₃, Ba(SO₄,CrO₄), (Ba,Sr) SO₄, and (Cd,Ca) CO₃ solid-solutions from aqueous solutions. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 61 (16): 3383–3397.
- Prieto, M., Fernandez-Gonzalez, A., Becker, U. y Putnis, A. 2000. Computing Lippman diagrams from direct calculation of mixing properties of solid solutions. *Aquatic Geochemistry*, 6: 133-146.
- Puente-Solís, I., R. 2007. Distribución de los depósitos estratoligados de barita, celestina, fluorita y plomo-zinc en el noroeste de México y ejemplo de los mantos de celestina de la Sierra del Venado, Coahuila. Tesis de maestría. Universidad Nacional Autónoma de México. Inédito.
- Radke, B. M. y Mathis, R. L. 1980. On the formation and occurrence of saddle dolomite: *Journal of Sedimentary Petrology*, 50 (4): 1149-1168.
- Rainoldi, A.L. 2015. Alteración regional de las sedimentitas Cretácicas en la Dorsal de Huincul y en el Dorso de los Chihuidos. Su relación con la mineralización de Cu y con los hidrocarburos, Neuquén. Universidad Nacional del Sur. Inédito. 265p.
- Ramos, V.A. 1978. Estructura. En Roller, E.O. (ed.) *Geología y recursos naturales de la provincia del Neuquén*. Relatorio del VII Congreso Geológico Argentino, 233-237. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1981. Descripción geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos Norte. *Boletín del Servicio Geológico Nacional* 182 (escala 1:200.000), 103 p., Buenos Aires.

- Ramos, V.A. y Barbieri, M. 1988. El volcanismo Cenozoico de Huantraico: edad y relaciones isotópicas iniciales, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43(2): 210–223. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y Brodkorb, M.K. de. 1990. The barite and celestite metallotects. En: Fontboté L., Amstutz G., Cardozo M., Cedillo E. y Frutos J. (Eds.). *Stratabound Ore Deposits in the Andes*. VIII Special Publication of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits, 2: 599-613. Praga.
- Ramos, V.A. 1998. Estructura del sector occidental de la faja plegada y corrida del Agrio, Cuenca Neuquina, Argentina. En: X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, 2: 105-110. Buenos Aires.
- Ramos, V. A. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En Veiga, G., Spalletti, L., Schwarz, E. y Howell, J. (eds.) *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society, Special Publications, 252: 15-35. London.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M. 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39°S latitude). In: Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds.), *Evolution of the Andean Margin: a Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S Latitude)*. Geological Society of America, Special Papers, 407: 1-17.
- Rapela, C. y Llambías, E. 1985. La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina. *IV Congreso Geológico Chileno*, 4: 458-488, Antofagasta.
- Repol, D., Leanza, H. A., Sruoga, P. y Hugo, C. A. 2002. Evolución tectónica del Cenozoico de la comarca de Chorriaca, Provincia del Neuquén, Argentina. *XV Congreso Geológico Argentino*. Actas 3: 200-205.
- Reynolds, R.C. y Hower, J. 1970. The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonites: *Clays & Clay Minerals*, 18: 25-36.
- Reynolds, R.C. 1980. Interstratified clay minerals: in *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification*. G. W. Brindley and G. Brown, eds. Mineralogical Society. 249-303. London.
- Richardson C.K., Rye R.O y Wasserman M.D. 1988. The chemical and thermal evolution of the fluids in the Cave in rock fluorspar district, Illinois: stable isotope systematics at the Deardorff mine. *Economic Geology*, 83: 765-783.
- Riecker, R.E. 1962. Hydrocarbon fluorescence and migration of petroleum. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 46: 60–75.
- Robb, L. 2004. *Introduction to ore-forming process*. Blackwell Science Ltd. Oxford, U.K. 684p.
- Robles, D. 1986. El gradiente geotérmico actual en la República Argentina y zonas aledañas de países vecinos. *XL Reunión Anual a Nivel de Expertos R.A.N.E.* Lima, Perú.
- Rodrigues, N., Cobbold, P., Loseth, H. y Ruffet, G. 2009. Bedding-parallel veins of oil-bearing fibrous calcite “beef” as regional markers of overpressure and petroleum generation in Jurassic source rock of the Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*, 166: 695-709. London.
- Rodríguez, M.K. y Martínez, A. 2009. Procesamiento de imágenes satelitales en la identificación de yeso en la Sierra Azul y alrededores, provincia de Mendoza, Argentina. *XII Congreso Geológico Chileno*.

- Roedder, E. 1963. Studies of fluid inclusions II: Freezing date and their interpretation: *Economic Geology*, 58: 167-211.
- Roedder, E. 1972. Composition of fluid inclusions. U.S. Geological Survey, Professional Paper. 183.
- Roedder, E. 1984. Fluid inclusions: Reviews in Mineralogy 12, Mineralogical Society of America. 644p.
- Roedder, E. y Bodnar, R. 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Annual review of earth and planetary sciences*, 8: 263.
- Rojas Vera, E.A. 2011. Evolución tectónica de los Andes Centrales Australes (36-39°S): el caso de un orógeno reactivado extensionalmente, la Fosa de Loncopué. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires. Inédito. 190p.
- Rowan, L. C., Goetz, A. F. H. y Ashley, R. P. 1977. Discrimination of hydrothermally altered rocks and unaltered rocks in visible and near infrared multispectral images. *Geophysics*, 42(3): 522-535.
- Rowan, L.C., Schmidt, R.G. y Mars, J.C. 2006. Distribution of hydrothermally altered rocks in the Reko Diq, Pakistan mineralized area based on spectral analysis of ASTER data. *Remote Sensing of Environment*, 104(1): 74-87.
- Ruffell, A. 1998. Tectonic accentuation of sequence boundaries: evidence from the Lower Cretaceous of southern England. In: *Development, Evolution and Petroleum Geology of the Wessex Basin*. (Ed. J.R. Underhill). Geological Society Special Publication, 133: 331-348.
- Rye, R.O. y Ohmoto, H. 1974. Sulfur and Carbon Isotopes and Ore Genesis: A Review. *Economic Geology*, 69(6): 826-842.
- Sahab Poursaleh. 2004. Separation of Carbonates by Using PCA on ASTER Bands.
- Sangster, D.F. 1990. Mississippi Valley-type and Sedex lead–zinc deposits: a comparative examination. *Institution of Mining and Metallurgy Transactions, Section B. Applied Earth Sciences*, 99: 21-42.
- Sato, A.M., Llambías, E.J. Basei, M.A.S. y Leanza, H.A. 2008. The permian Choiyoi cycle in Cordillera del Viento (Principal Cordillera, Argentina): over 25 Ma of magmatic activity. VI South American Symposium on Isotope Geology. San Carlos de Bariloche, Argentina. Resumen impreso p. 102.
- Schiller, W. 1922. Los sedimentos marinos del límite entre el Cretácico y el Terciario de Roca en Patagonia Septentrional. *Revista del Museo de La Plata*, 26: 256-280.
- Schiama, M. y Llambías, E.J. 2008. New ages on Lower Jurassic volcanism close to the Huincul High, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(4): 644-652.
- Scholle, P.A., Stemmerik, L. y Harpoth, O. 1990. Origin of major karst-associated celestite mineralization in Karstrynggen, Central East Greenland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60(3): 397-410.
- Schwarz, E., Spalletti, L.A. y Howell, J.A. 2006. Sedimentary response to a tectonically-induced sea-level fall in a shallow back-arc basin: the Mulichinco Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology*, 53: 55-81.
- Schwarz, E., Spalletti, L.A. y Veiga, G.D. 2011. La Formación Mulichinco (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza H, Arregui C, Carbone O, Danieli JC, Vallés J (eds). *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*. 131-144. Neuquén.

- Sharp, J.M. 1978. Energy and momentum transport model of the Ouachita basin and its possible impact on formation of economic mineral deposits. *Economic Geology*, 73: 1057-1068.
- Shinn, E.A. 1968. Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 38: 215–223.
- Sibley, D.F. y Gregg, J.M. 1987. Classification of dolomite rock textures: *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 967-975.
- Sibson, R.H, Moore, J.M. y Rankin A.H. 1975. Seismic pumping - a hydrothermal fluid transport mechanism. *Journal of the Geological Society*, 131: 653-659.
- Sigismondi, M.E. 2012. Estudio de la deformación litosférica de la cuenca Neuquina: estructura termal, datos de gravedad y sísmica de reflexión. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales-Universidad de Buenos Aires. Inédito.
- Spalletti, L.A., Franzese, J., Matheos, S.D. y Schwarz, E. 2000. Sequence stratigraphy of a tidally dominated carbonatesiliciclastic ramp; the Tithonian-Early Berriasian of the Southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*, 157: 433-446. London.
- Spalletti, L.A., Arregui, C.D. y Veiga, G. 2011a. La Formación Tordillo y equivalentes (Jurásico Tardío) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza H, Arregui C, Carbone O, Danieli JC, Vallés J (eds). *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*, 99-111. Neuquén.
- Spalletti, L.A., Veiga, G.D. y Schwarz, E. 2011b. La Formación Agrio (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza H, Arregui C, Carbone O, Danieli JC, Vallés J (eds). *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*, 145-160. Neuquén.
- Spangenberg, J.A., Fontboté, L., Sharp, Z.D. y Hunziker, J. 1996. Carbon and oxygen isotope study of hydrothermal carbonates in the zinc-lead deposits of the San Vicente district, central Peru: a quantitative modeling on mixing processes and CO₂ degassing. *Chemical Geology*, 133: 289–315.
- Srodon, J. 1984. X-Ray powder diffraction identification of illitic materials. *Clays and Clay Minerals*, 32(5): 337-349.
- Staude, S., Bons, P.D. y Markl, G. 2009. Hydrothermal vein formation by extension-driven dewatering of the middle crust: an example from SW Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, 286: 387–395.
- Stipanovic, P. N., Rodrigo, F., Baulies, O.L y Martínez, C.G. 1968. Las formaciones presenonianas del denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23 (2): 367-388. Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N. 1966. El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo Divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20 (4): 403-478. Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N. y Linares, E.O. 1969. Edades radimétricas determinadas para la República Argentina y su significado geológico. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 47: 51-96. Córdoba.

- Stipanivic, P.N. y Rodrigo, F. 1970. El diastrofismo Eo y Mesocretácico en Argentina y Chile, con referencias a los Movimientos Jurásicos de la Patagonia. IV Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 337-352. Buenos Aires.
- Strömbäck, A., Howell, J.A. y Veiga, G.D. 2005. The transgression of an erg – sedimentation and reworking/soft-sediment deformation of aeolian facies: the Cretaceous Troncoso Member, Neuquén Basin, Argentina. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. & Schwarz, E. (Eds.): The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics. Geological Society, London, Special Publication, 252: 163-183.
- Sultan, M., Arvidson, R.E., Sturchio, N.C. y Guinnes, E.A. 1987. Lithologic mapping in arid regions with Landsat TM data: Meatiq dome, Egypt. Geological Society of America Bulletin, 99: 748-762.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. and Norry M.J. (eds.). Magmatism in ocean basins. Geological Society Special Publication, 42: 313-345.
- Sverjensky, D.A. 1984. Oil field brines as ore-forming solutions. Economic Geology. 79 (1): 23-37.
- Sverjensky, D.A. 1986, Genesis of Mississippi Valley-type lead-zinc deposits: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 14: 177-199.
- Taberner, C., Marshall, J.D., Hendry, J.P., Pierre, C. y Thirwall, M.F. 2002. Celestite formation, bacterial sulphate reduction and carbonate cementation of Eocene reefs and basinal sediments (Igualada, NE Spain). Sedimentology, 49: 171–190.
- Tekin, E., Varol, B. y Sayili, I.S. 2002. Indications of intermediate compositions in the BaSO₄–SrSO₄ solid-solutions series from the Bahçeciktepe celestine deposit, Sivas, East-Central Anatolia, Turkey. Canadian Mineralogist, 40: 895-908.
- Thode, H.G. y Monster, J. 1965. Sulfur-Isotope Geochemistry of petroleum, evaporites and ancient sea. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 4: 367-377.
- Torres Ruiz, J. 2008. Depósitos de celestina de la depresión de Granada (Yacimientos Montevivo y Escúzar). Master en Geología y Gestión Ambiental de Recursos Minerales. Universidad Internacional de Andalucía. Inédito.
- Tritlla, J., Levresse, G., Corona-Esquivel, R., Banks, D., Lamadrid, H. y Bourdet, J., 2006. Depósitos de Pb-Zn-Cu-Ba-F-Sr epigenéticos estratoligados en series sedimentarias en relación con salmueras de cuenca: depósitos de tipo “Mississippi Valley” (MVT) y similares en México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 58(1): 103-139.
- Tunik, M., Folguera A., Naipauer M., Pimentel M. y Ramos V.A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. Tectonophysics, 489(1-4): 258-273.
- Turner, J.C.M. 1976. Descripción Geológica de la Hoja 36a, Aluminé (provincia del Neuquén). Servicio Geológico Nacional. Boletín, 145: 1-80.
- Uliana, M.A., Dellapé, D.A. y Pando, G.A. 1975a. Distribución y génesis de las sedimentitas rayosianas. (Cretácico inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza). II Congreso Iberoamericano de Geología Económica. Actas 1: 177-196. Buenos Aires.

- Uliana, M.A., Dellapé, D.A. y Pando, G.A. 1975b. Estratigrafía de las sedimentitas rayosianas. (Cretácico inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza). II Congreso Iberoamericano de Geología Económica. Actas 1: 151-176. Buenos Aires.
- Uliana, M.A. y Dellapé, D.A. 1981. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión maestrichtiano-eoterciaria del engolfamiento neuquino (Patagonia Septentrional). VII Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 673-711.
- Uliana M.A., Biddle K. y Cerdán J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentina sedimentary basins. En: Tankard, A.J. & Balkwill H.R. (Eds.): Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margin. American Association of Petroleum Geologists. Memoir 46: 599-613. Tulsa.
- Uliana, M. A., Legarreta, L., Laffitte, G.A. y Villar, H.J. 1999. Estratigrafía y geoquímica de las facies generadoras de hidrocarburos en las cuencas petrolíferas Argentinas. *Petrotecnia*, Revista del Instituto Argentino del Petróleo y Gas, XL (3): 12-25.
- Vanderginste, V., Swennen, R., Gleeson, S.A., Ellam, R.M., Osadetz, K. y Roure, F. 2005. Zebra dolomitization as a result of focused fluid flow in the Rocky Mountains Fold and Thrust Belt, Canada. *Sedimentology*, 52, 1067–1095.
- Veiga, G.D., Howell, J.A. y Strömbäck, A. 2005. Anatomy of a mixed marine/non-marine lowstand wedge in a ramp setting. The record of a Barremian/Aptian complex relative sea-level fall in Central Neuquén Basin, Argentina. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. & Schwarz, E. (Eds.): The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics. Geological Society, London, Special Publication, 252: 139-162.
- Veiga G.D. y Spalletti, L.A. 2007. The Upper Jurassic (Kimmeridgian) fluvial/aeolian systems of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Gondwana Research*, 11: 286-302.
- Veiga, G.D. y Vergani, G.D. 2011. El Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano). En: Leanza H, Arregui C, Carbone O, Danieli JC, Vallés J (eds). Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. 181-188. Neuquén.
- Velasco, F. 2004. Introducción al estudio de las inclusiones fluidas. XXIII Curso Latinoamericano de Metalogenia. 98pp. Mendoza.
- Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. y Welsink, H.J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén basin, Argentina. In: Tankard, A.J., Suárez, R., Welsink, H.J. (Eds.). *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 62: 383-402.
- Vergani, G., Selva, G. y Boggetti, D. 2002. Estratigrafía y modelo de facies del Miembro Troncoso inferior, Formación Huitrín (Aptiano), en el noroeste de la Cuenca Neuquina, Argentina. XV Congreso Geológico Argentino. Actas (Versión en CD).
- Wallace, M.W., Both, R.A., Ruano, S.M., Hach-Ali, P.F. y Lees, T. 1994. Zebra textures from carbonate-hosted sulfide deposits: Sheet cavity networks produced by fracture and solution enlargement. *Economic Geology*, 89: 1183-1191.

- Weaver, C. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. Memoir University of Washington 1: 1-469. Seattle.
- Wilkinson, J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55: 229-272.
- Winchester, J. y Floyd, P. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343. Amsterdam.
- Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1): 11-30.
- Wood, M.W. y Shaw, H.F. 1976. The geochemistry of celestites from the Yate area near Bristol (U.K.). *Chemical Geology*, 17: 179-193.
- Yagupsky, D.L. 2009. Metodología para el estudio de sistemas compresivos y de sus controles estructurales. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires. Inédito. 209p.
- Yang, J., Large, R.R. y Bull, S.W. 2004. Factors controlling free thermal convection in faults in sedimentary basins: implications for the formation of zinc-lead mineral deposits. *Geofluids*, 4(3): 237-247.
- Yrigoyen, M.R. 1979. Cordillera Principal. En: Turner, J.C. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias 1: 651-694.
- Yrigoyen, M.R. 1991. Hydrocarbon resources from Argentina. In: *World Petroleum Congress*, Buenos Aires. Petrotecnia, 13: 38-54.
- Zák I., Sakai H. y Kaplan IR. 1980. Factors controlling $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ isotope ratios of ocean sulfates, evaporites and interstitial sulfates from modern deep sea sediments. *Isotope Marine Chemistry*, 339-373.
- Zamora Valcarce, G. 2007. Estructura y cinemática de la faja plegada del Agrio. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires. Inédito. 304 p.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Del Pino, D. y Ansa, A. 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and thrust belt. En Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.) *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat)*. Geological Society of America, Special Paper, 407: 125-145.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Ramos, V. A., Rodríguez, F. y Bernardo, L. M. 2009. Evolución tectónica del Frente Andino en Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1): 192-203. Buenos Aires.
- Zanettini, J.C.M. 2001. Hoja Geológica 3772-II, Las Ovejas, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Boletín 263: 61 págs.
- Zapata, T., Brissón, I. y Dzelalija, F. 1999. La estructura de la faja plegada y corrida andina en relación con el control del basamento de la Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 60: 113-121.
- Zapata, T. R., Córscico, S., Dzelalija, F. y Zamora Valcarce, G. 2002. La faja plegada y corrida del Agrio: Análisis estructural y su relación con los estratos terciarios de la cuenca neuquina, Argentina. V Congreso de exploración y desarrollo de Hidrocarburos. Actas electrónicas, Mar del Plata.

- Zapata, T. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andean fold and thrust belt of the Southern Neuquén basin, Argentina. In: Veiga, G., Spalletti, L., Howell, J., Schwarz, E. (Eds.). The Neuquén Basin: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Special Publication. Geological Society of London, 37-56.
- Zappettini, E.O., Méndez, V. y Zanettini, J.C.M. 1987. Metasedimentitas mesopaleozoicas en el noroeste de la Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42(1-2): 206-207.
- Zappettini, E. 1999. Clasificación de depósitos minerales de Argentina. En Zappettini, E. (ed.) Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. Anales 35: 75-103. Buenos Aires.
- Zappettini, E.O., Dalponte, M., Segal, S. y Cozzi, G. 2012. Mineralogía y aspectos genéticos del depósito volcanogénico submarino de Manganeso “La Casualidad”, Cerro Atravesada, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 69 (4): 544-555.
- Zavala, C., Martínez Lampe, J.M., Fernández, M., Di Meglio, M. y Arcuri, M. 2008. El diacronismo entre las Formaciones Tordillo y Quebrada del Sapo (Kimeridgiano) en el sector sur de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(4): 754-765.
- Zencich, S., Brisson, I., Dzelalija, F., Galarza, A. y Marteau, M. 1999. Características del Miembro La Tosca- Fm. Huitrín en el subsuelo de Paso Bardas Norte. Cuenca Neuquina. IV Congreso de Exploración y desarrollo de Hidrocarburos. Actas 2: 825-841. Mar del Plata.
- Zheng Y.F. y Hoefs J. 1993. Carbon and oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcites. Theoretical modeling on mixing processes and applications to Pb-Zn deposits in the Harz Mountains, Germany. *Mineralium Deposita*, 28: 79-89.
- Zheng Y.F. 1999. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochemical Journal*, 33: 109-126.
- Zöllner, W. y Amos, A.J. 1955. Acerca del Paleozoico superior y Triásico del cerro La Premia, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 10(2): 127-135. Buenos Aires.

ANEXOS

Las imágenes pertenecen a los sectores más relevantes de los distritos investigados. En cada imagen se puede observar las diferentes unidades estratigráficas y las estructuras identificadas.

Anexo V-1. Imagen a escala 1:5.000 del distrito Bajada del Agrio.

Anexo V-2. Imagen a escala 1:6.000 del distrito Cordón del Salado.

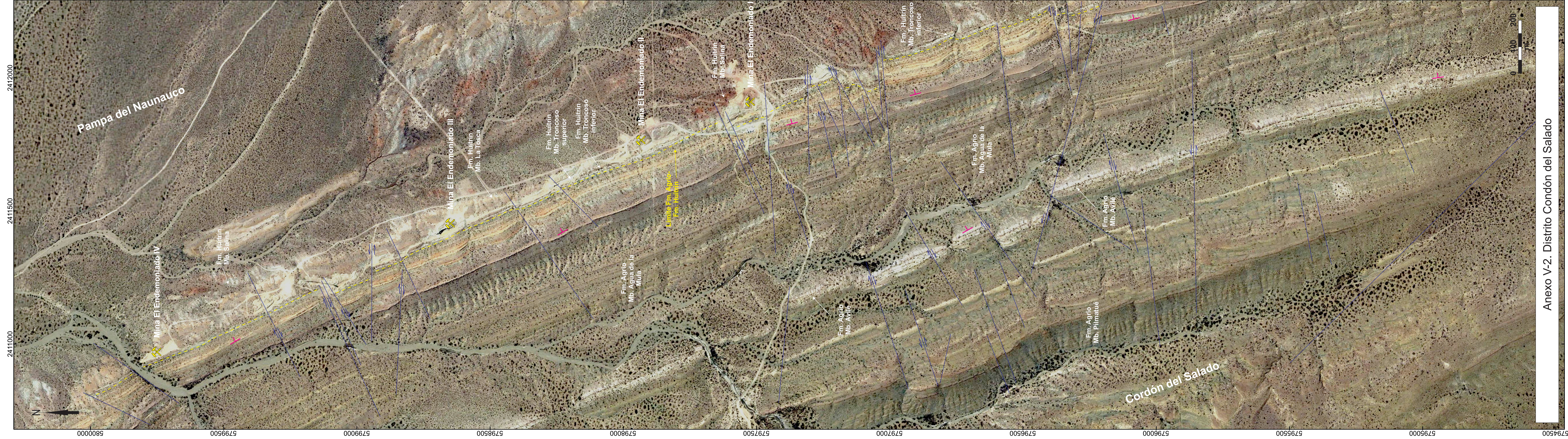
Anexo V-3. Imagen a escala 1:5.000 del distrito Grupo Continental.

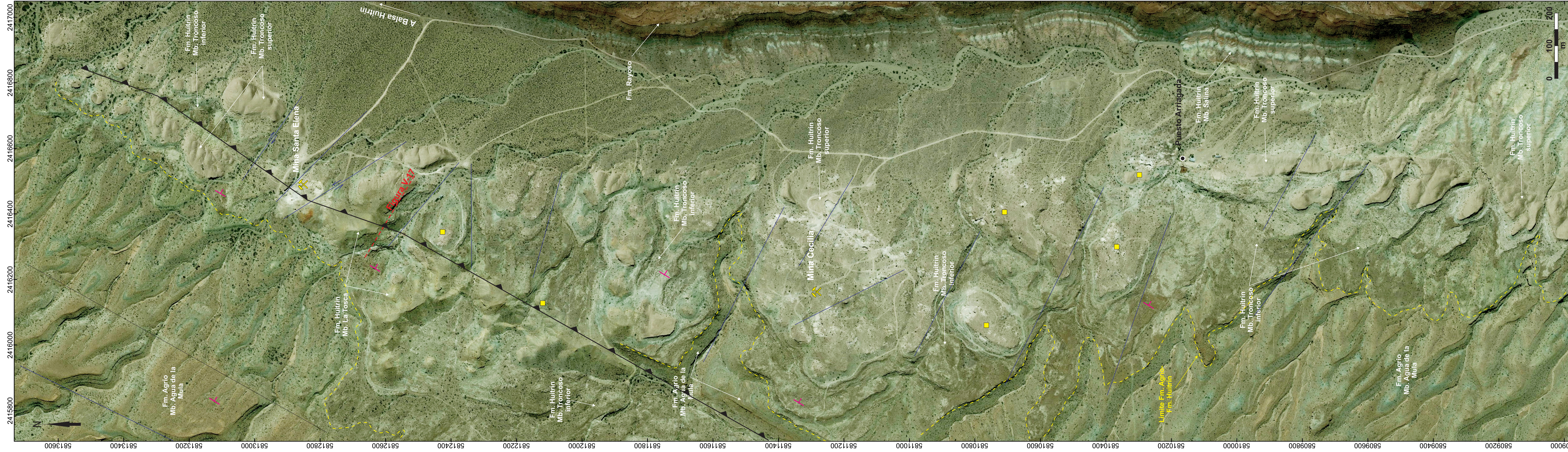
REFERENCIAS



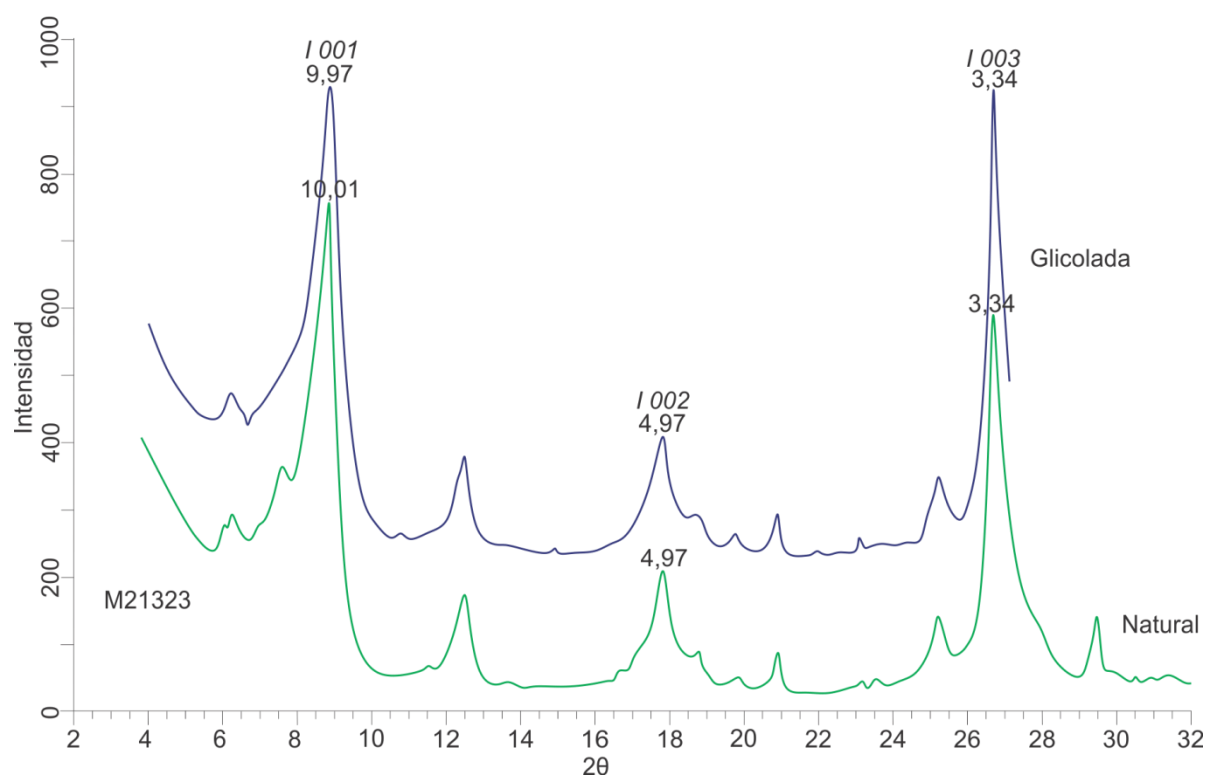
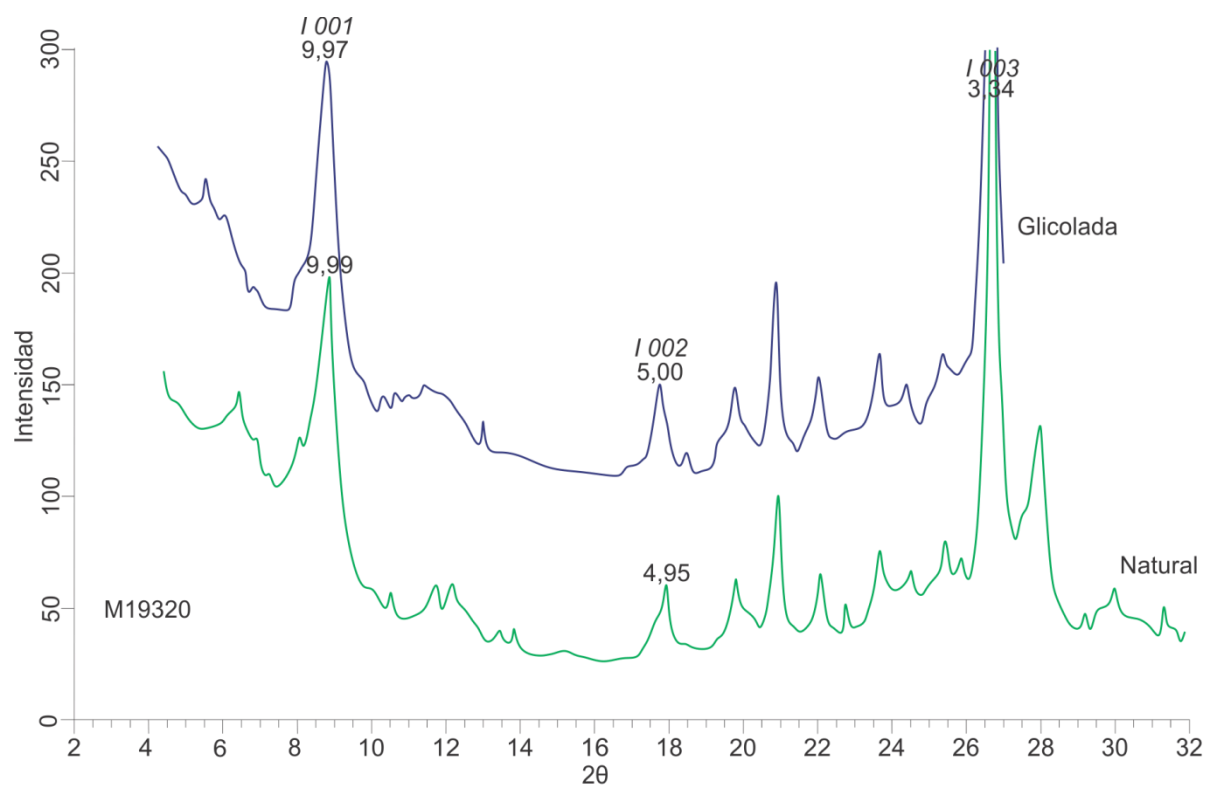


Anexo V-1. Distrito Bajada del Agrio

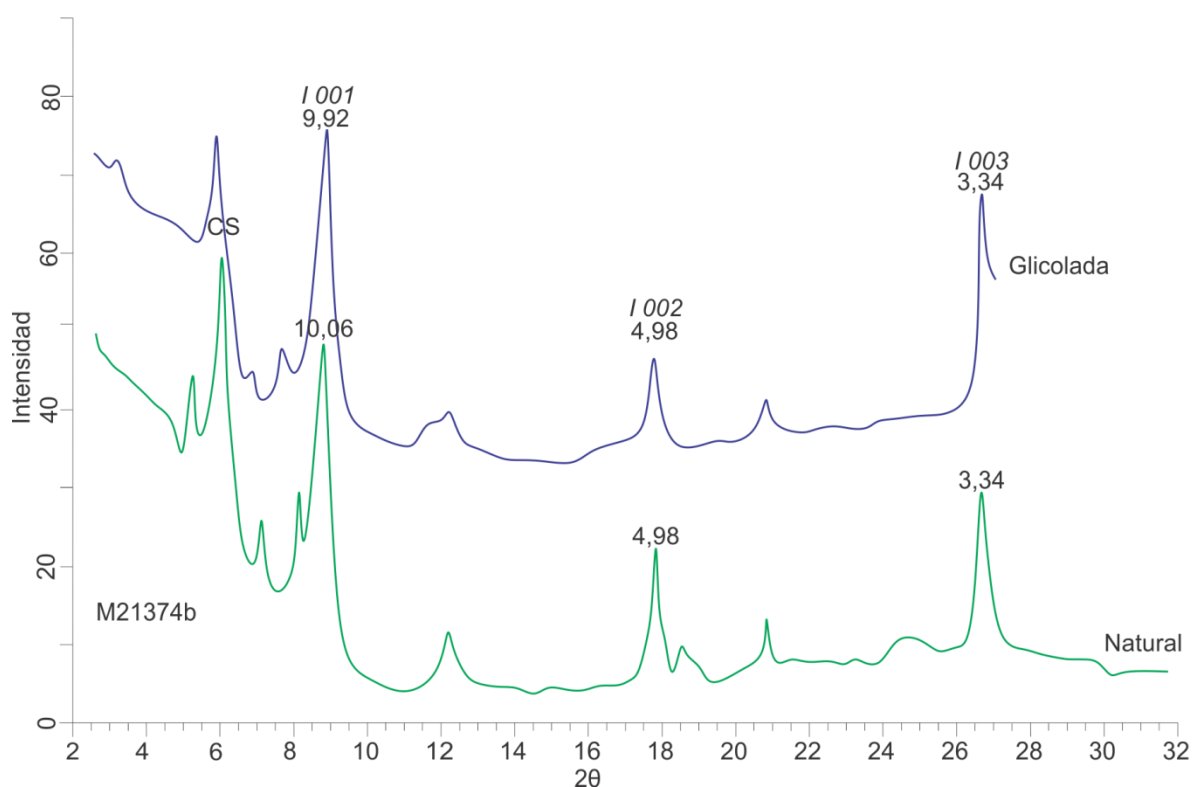
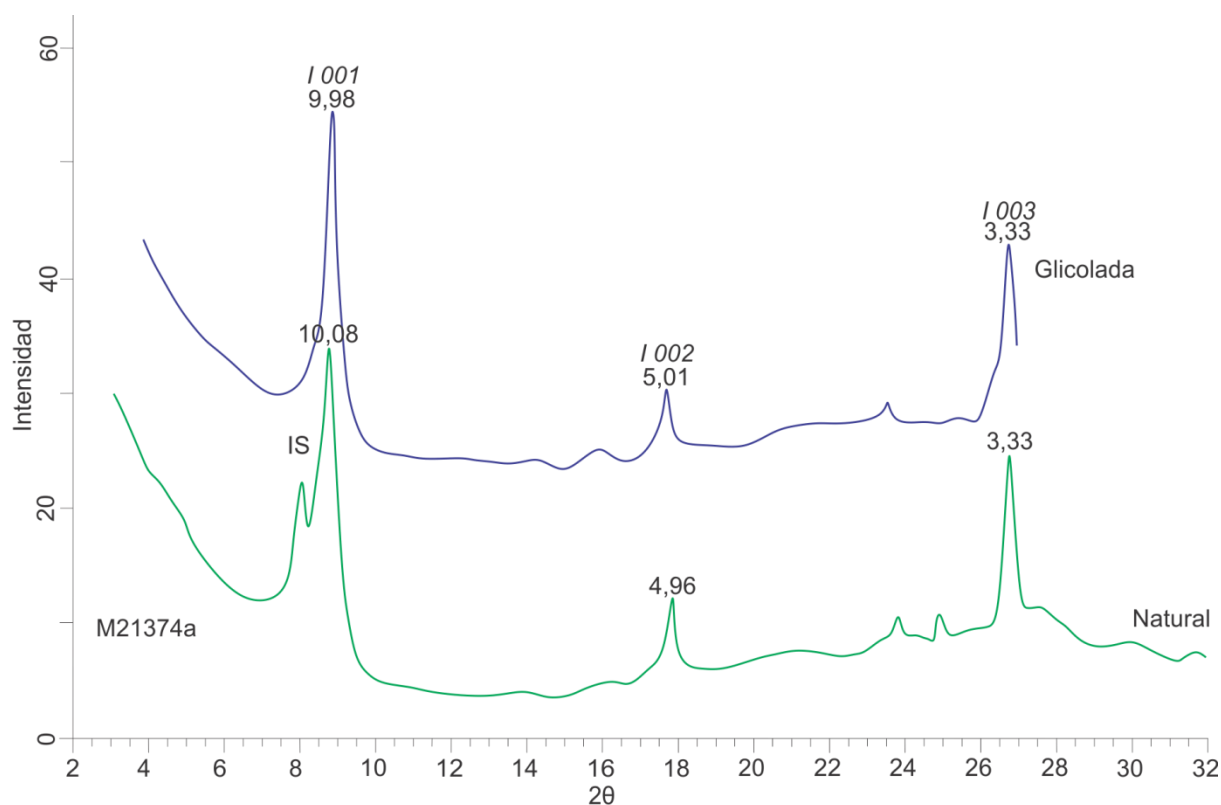




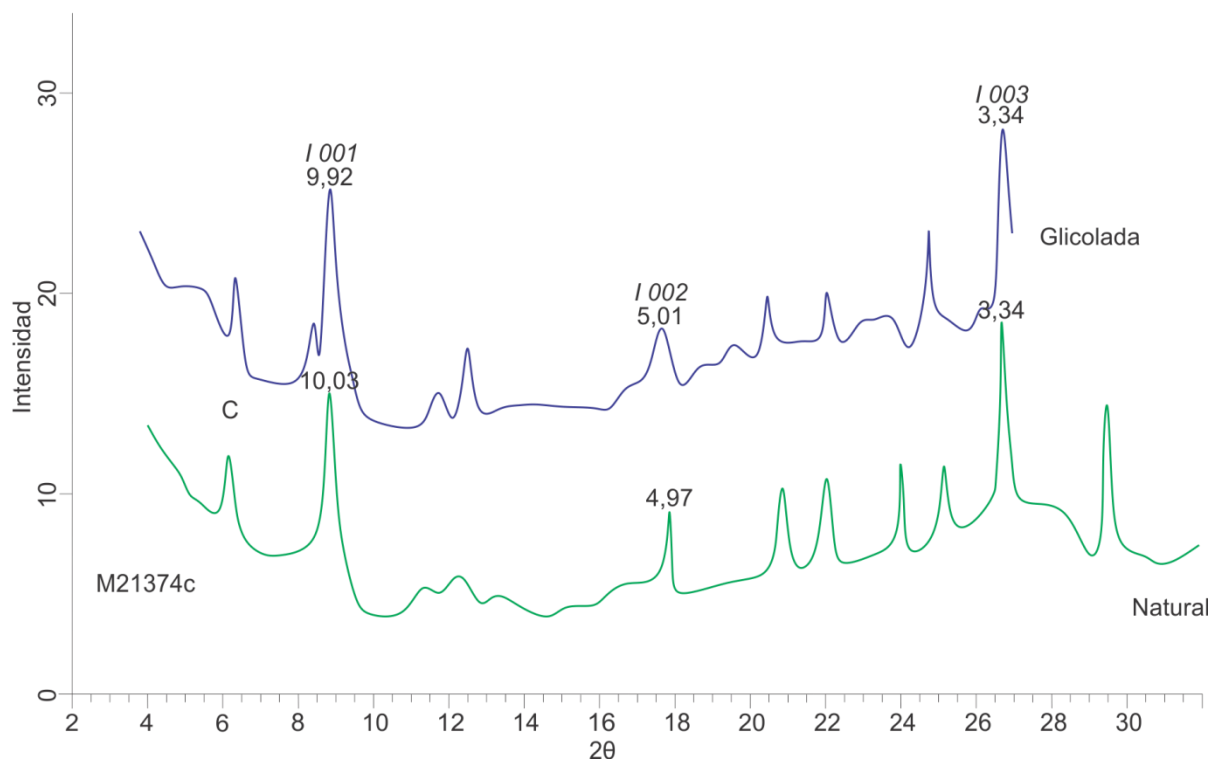
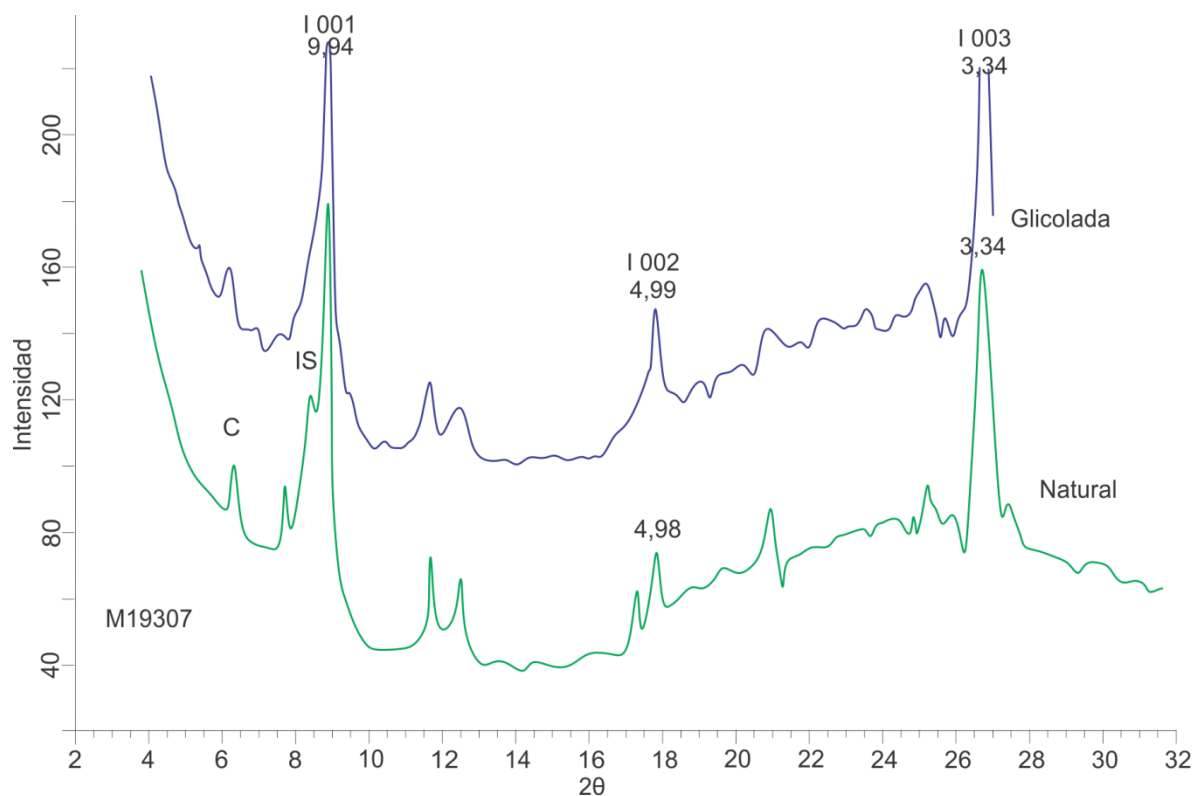
Anexo V-3. Distrito Grupo Continental



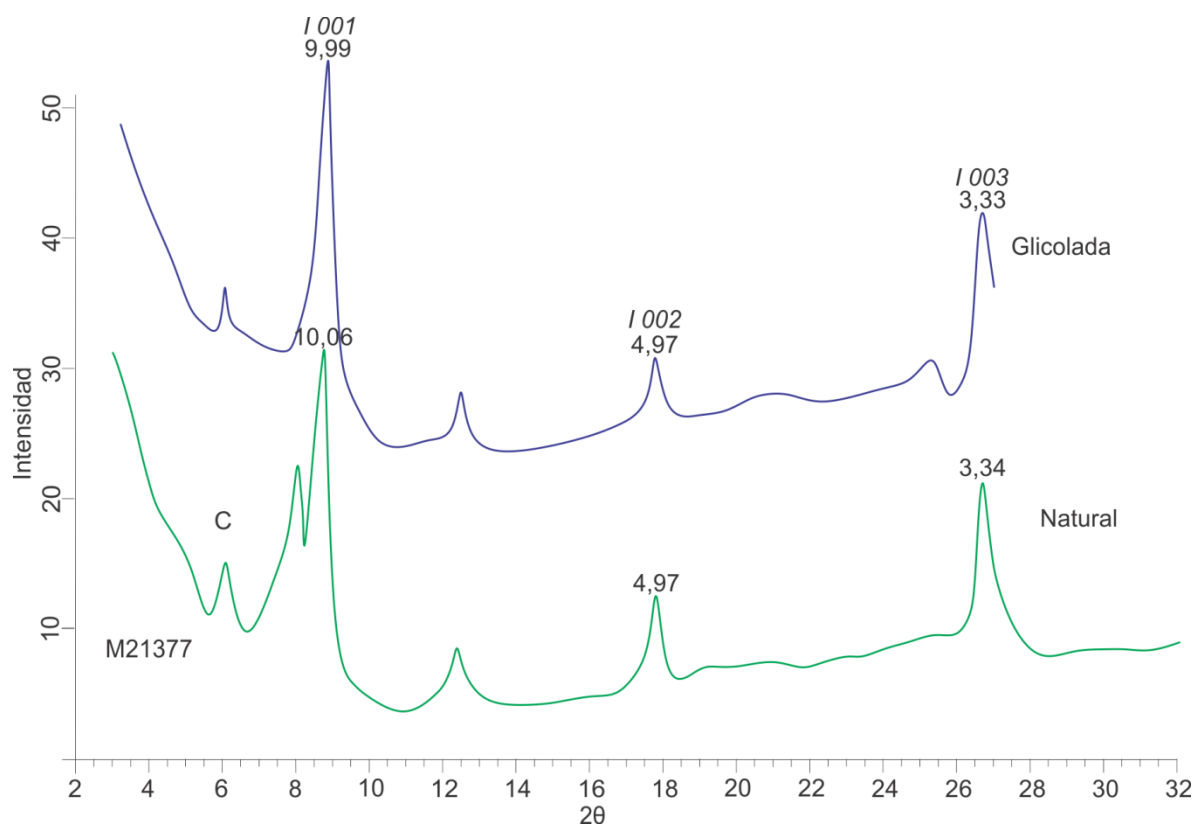
Anexo V-4. Difractogramas de Arcillas correspondientes a las facies silicoclásticas ubicadas en posición subyacente al nivel mineralizado. I001, I002 y I003 corresponden a los picos de la illita.



Anexo V-4. Difractogramas de Arcillas correspondientes a las facies silicoclásticas ubicadas en posición subyacente al nivel mineralizado. I001, I002 y I003 corresponden a los picos de la illita. I: illita, IS: illita-esmectita, CS: clorita-esmectita.



Anexo V-4. Difractogramas de Arcillas correspondientes a las facies silicoclásticas ubicadas en posición subyacente al nivel mineralizado. I001, I002 y I003 corresponden a los picos de la illita. I: illita, C: Clorita.



Anexo V-4. Difractogramas de Arcillas correspondientes a las facies silicoclásticas ubicadas en posición subyacente al nivel mineralizado. I001, I002 y I003 corresponden a los picos de la illita. I: illita, C: Clorita.

PROYECTO SIG-DEPÓSITOS DE Ba-Sr

-El DVD con el Proyecto SIG-Depósitos de Ba-Sr se encuentra en la versión impresa.